



Teknillinen tiedekunta

Syväjärven kaivosalueen suolaisen pohjaveden laatu

Anu Kivistö-Rahnasto

Pro gradu-tutkielma
Geotieteiden koulutusohjelma
Helmikuu 2019

Tekijä Kivistö-Rahnasto Anu Sofia	Tutkielman sivumäärä 63
Työn nimi Syväjärven kaivosalueen suolaisen pohjaveden laatu	
Asiasanat: suolainen pohjavesi, sähkönjohtavuus, kemiallinen koostumus, kallion rikkonaisuus	
<p>Korkean sähkönjohtavuuden vedet ovat yleisiä varsinkin muinaisen Litorinameren peittämällä alueilla Suomessa. Ensimmäiset tutkimukset suolaisiin pohjavesiin liittyen on tehty porakaivosvesistä, kun veden suolaisuus on haitannut juomavesien laatua. Tiheyseron takia suolaisempi pohjavesi laskeutuu makeanveden kerroksen alapuolelle. Vesien korkeista suolaionipitoisuuksista voi olla haittaa myös ympäristölle, jos ne pääsevät virtaamaan makeisiin pintavesiin.</p> <p>Tässä tutkielmassa tarkasteltiin Keski-Pohjanmaalla Kaustisen kunnan ja Kokkolan kaupungin rajalla olevaa Syväjärven kaivosaluetta, josta on löydetty korkean sähkönjohtavuuden vesiä. Työssä käsitellyt tutkimukset on toteutettu maastotyöskentelynä vuosien 2017 – 2018 aikana. Vesien sähkönjohtavuuksia tutkittiin suoraan kairarei'istä luotausmenetelmällä. Vesien kemiallisen koostumuksen tutkimista varten kairarei'istä otettiin letkunäytteenotolla vesinäytteitä, jotka lähetettiin laboratorioon tutkittaviksi.</p> <p>Vesien kemiallisten analyysien tuloksista tarkasteltiin yleisimpien suolaisuutta aiheuttavien ionien pitoisuuksia. Tarkastelussa olivat kloori, natrium, kalsium, strontium, magnesium, bromi ja jodi. Tilastollisten menetelmien ja visualisoinnin avulla tulkittiin vesinäytteiden geokemiaa ja vesityyppejä. Tulosten perusteella havaittiin, että Syväjärven alueen pohjavesien sähkönjohtavuudet vaihtelivat noin 0,02 mS/m – 800 mS/m välillä. Lisäksi korkean sähkönjohtavuuden vesissä kloridi-, natrium- ja kalsiumpitoisuudet olivat tyypillisiä murtovesien pitoisuuksia. Kairareikien alaosien vesinäytteet olivat tyypillisesti Ca-Cl-, Ca-Na-Cl- tai Ca-Na-tyypin vesiä.</p> <p>Pohjaveden laadun lisäksi työssä tarkasteltiin korkean sähkönjohtavuuden veden ja kallioperän rikkonaisuuden yhteyttä toisiinsa. Siinä veden sähkönjohtavuusluotautulosten perusteella tehtyjä kuvaajia verrattiin tutkimusalueen kallioperän kairasydänloggauksen tuloksiin. Sähkönjohtavuus-kuvaajista katsottiin kairareikien pituudet, joissa sähkönjohtavuudessa tapahtuu suurempia vaihteluja. Näitä kohtia verrattiin kairasydänloggauksen tuloksiin, ja katsottiin mikä on ollut kallion rikkonaisuus RQD-indeksillä samalla pituudella. Tässä vertailussa oli mukana 13 kairareikää, ja vain kahdessa veden sähkönjohtavuuden nousukohta ja kallion rikkonaisuus osuivat samalla kohdalle. Näillä tutkimuspisteillä suolaisempi pohjavesi voi virrata kyseisiin kairareikiin kallion rikkonaisuusvyöhykkeestä.</p> <p>Alueella toimivan kaivosyhtiön tulee huomioida vesienhallinnan suunnittelussa Syväjärven kaivosalueella havaitut keskimääräistä suolaisemmat pohjavedet. Nämä suolaiset pohjavedet voivat kulkeutua ympäristöön esimerkiksi avolouhoksen kuivatusvesinä, jolloin ne voivat mahdollisesti aiheuttaa ympäröiviin vesistöihin ongelmia. Nämä vesistöihin päästettävät kuivatusvedet eivät saa heikentää merkittävästi vesistön tilaa purkupaikan alapuolella.</p>	

Sisällysluettelo

1. JOHDANTO	5
2. POHJAVEDET SUOMESSA.....	7
3. SUOLAISET POHJAVEDET	9
3.1. Suolaisten pohjavesien kemiallinen koostumus.....	9
3.2. Suolaisten pohjavesien alkuperä	12
3.2.1. Jääkausiaikainen suolainen pohjavesi	12
3.2.2. Kallioperästä liuenneet suolat pohjavedessä	14
4. TUTKIMUSALUE	16
4.1. Syväjärven alueen kallioperä	17
4.2. Hydrogeologia.....	17
4.3. Kaivosvesien hallinta	18
4.3.1. Virtaama louhokseen	19
4.3.2. Suolaisemman veden osuus virtaamasta	20
5. TUTKIMUSMENETELMÄT	22
5.1. Sähkönjohtavuuden luotaus pohjavedestä.....	22
5.2. Letkunäytteenotto.....	23
5.3. Tulosten tilastollinen tulkinta.....	25
5.4. Korkean sähkönjohtavuuden veden käyttäytyminen kallion rikkonaisuuden kanssa	26
6. TULOKSET.....	27
6.1. Vesikemian analyysien tulokset.....	28
6.2. Tutkimuspisteiden vesien sähkönjohtavuuksien nousukohdat ja kallion rikkonaisuudet	32
6.3. Louhosveden laadun laskeminen ilman sadeveden vaikutusta	47
7. TULOSTEN TARKASTELU.....	49
7.1. Suolaionien pitoisuudet.....	49
7.2. Vesinäytteiden geokemia	50
7.3. Tilastollinen tulkinta	51
7.4. Tulosten vertailu muihin Suomessa esiintyviin syvän pohjaveden kohteisiin.....	52
7.5. Johtopäätökset korkean sähkönjohtavuuden veden ja kallion rikkonaisuuden.....	54
yhteydestä.....	54
7.6. Arvio louhosveden laadusta	55
8. YHTEENVETO JA JOHTOPÄÄTÖKSET	57

9. KIITOKSET.....	59
10. VIITELUETTELO.....	60

1. JOHDANTO

Tämän opinnäytetyön tarkoituksena on selvittää Keliber Oy:n Syväjärven kaivosalueen suolaisen pohjaveden kemiallinen koostumus ja arvioida sen määrää. Tutkimukset tehtiin Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) toimesta vuosina 2016 – 2018. Kemiallisen koostumuksen määrittämiseksi vesinäytteitä otettiin kaivosalueen kairarei'istä marraskuussa 2017 ja kesäkuussa 2018. Ennen vesinäytteiden ottamista alueella tehtiin vesien sähkönjohtavuuden luotauksia. Nämä mittaukset ajoituivat lokakuuhun 2016, huhtikuuhun 2017, marraskuuhun 2017 ja huhtikuuhun 2018. Vesinäytteistä tutkittiin laboratoriossa laaja analyysivalikko alkuaineita, ja näiden tulosten ja sähkönjohtavuuksien perusteella määritettiin vesien kemiallista laatua.

Pohjaveden kemiallisen koostumuksen lisäksi tässä työssä arvioidaan suolaisemman pohjaveden virtaamaa tulevaan Syväjärven avolouhokseen. Virtaama laskut perustuvat Pasasen et al. (2018) raporttiin, jossa suolaisemman pohjaveden virtaaman on arvioitu olevan noin 10 % kokonaisvirtaamasta. Kaivosalueen kallioperässä tiedetään olevan kaksi ruhjevyöhykettä, joita pitkin suolaisempi pohjavesi voisi mahdollisesti virrata louhokseen. Jos kallion ruhjevyöhykkeet ovat yhteydessä toisiinsa, on mahdollista, että suolainen pohjavesi kulkeutuisi tulevaan avolouhokseen esimerkiksi kuivatuspumppauksen seurauksena. Suolaisemman pohjaveden osuutta kokonaisvirtaamasta arvioidaan myös sitä kautta, miten korkean sähkönjohtavuuden vedet käyttäytyvät kallion rikkonaisuuden kanssa. Vesien sähkönjohtavuusluotauks-
kuvaajien tietoja verrataan kairasydänloggauksesta saatuihin kallion rikkonaisuuden (RQD-indeksi) tietoihin. Vesien sähkönjohtavuuden luotausten tuloksista katsotaan millä kairareiän pituudella sähkönjohtavuudessa tapahtuu muutos, ja tätä pituutta verrataan kairasydänloggauksen vastaavaan pituuteen, ja katsotaan onko kallio sillä kohdalla rikkonaista.

Syväjärven kaivosalueen pohjavesien tarkempi tutkimus aloitettiin, kun aiemmissa tutkimuksissa huomattiin, että alueella on keskimääräistä suolaisempia pohjavesiä. Näiden murto- ja suolaisten pohjavesien alkuperää ei tiedetä, mutta yleisesti Suomen länsirannikon läheisyydessä voi esiintyä viimeisen jääkauden jälkeisiä Litorinameri-
vaiheen suolaisia pohjavesiä (Hyyppä 1984). Muinainen merivesi suotaui kallioperän

ruhjeisiin ja rakoihin, ja maankohoamisen myötä tämä suolainen pohjavesi varastoitui kallioperään (Lahermo 1990).

Muiden haitta-aineiden suurina määrinä esiintyvät keskimääräistä suolaisemmat pohjavedet velvoittavat kaivosyhtiöitä suunnittelemaan tarkasti kaivosten vesienhallinnan. Suolaiset pohjavedet voivat kulkeutua ympäristöön esimerkiksi avolouhoksen pohjalta, kun kuivatusvesiä pumpataan ympäristöön. Oikeanlaisella vesienkäsittelyllä estetään kaivostoiminnan päästöistä aiheutuvat ongelmat ympäröiviin vesistöihin. Kaivosalueelta vesistöihin päästettävät vedet eivät saa heikentää merkittävästi vesistön tilaa. (Kauppila et al. 2011). Vesien laatua voidaan tutkia vesinäytteenotolla. Vedestä voidaan tutkia kemialliset ja fysikaaliset ominaisuudet, sekä esimerkiksi piilevät, jotka kuvaavat hyvin veden ekologista tilaa (Eloranta et al. 2007).

2. POHJAVEDET SUOMESSA

Pohjavettä muodostuu, kun vesi imeytyy maanpinnan alle pohjavesivyöhykkeeseen, jossa kaikki huokoinen tila on vedellä kyllästynyttä. Eniten pohjaveden muodostumiseen vaikuttavat sadannan ja sulamisvesien määrä. Suomessa sataa vuodessa noin 500 – 750 mm, ja siitä noin puolet imeytyy maaperään. Tästä maaperään imeytyneestä sademäärästä erittäin pieni osa muodostaa pohjavettä. (Korkka-Niemi & Salonen 1996, Freeze & Cherry 1979)

Pohjaveden muodostumiseen paikallisesti vaikuttaa monet eri tekijät. Erityisesti veden imeytyminen maa- ja kallioperään vaikuttaa siihen, kuinka paljon ja miten nopeasti pohjavettä muodostuu. Veden imeytymiseen vaikuttavia tekijöitä ovat esimerkiksi maa- ja kallioperän vedenjohtavuus, maaston muoto, kasvillisuuden määrä maanpinnalla ja sateen määrä (Mäkelä 2012). Korkka-Niemi & Salonen (1996) mukaan pohjavettä muodostuu eniten alueilla, joissa maaperä muodostuu huokoisesta maa-aineksesta, kuten sorasta, ja maata peittävää kasvillisuutta ei ole runsaasti. Heidän mukaansa pohjavettä muodostuu runsaasti myös rakoilevilla kallioalueilla. Esimerkiksi Etelä-Suomessa sijaitsevilla sora-alueilla sadevedestä noin 60 – 70 % suotautuu pohjavedeksi.

Mitä karkearakeisempaa maaperän maa-aines on, sitä paremmin vesi voi suotautua pohjavedeksi. Eli alueilla, joissa maaperä koostuu hienorakeisista maa-aineksista, kuten siltistä ja savesta, pohjaveden muodostuminen on vähäistä. Vettä imeytyy hienorakeisiin maa-aineksiin vähän, mutta suurin osa sadevedestä poistuu alueelta pintavaluntana tai pintakerrosvaluntana. Lisäksi siltillä ja savella on suuri kapillaarisuus, eli maahan imeytynyt vesi nousee takaisin maan pinnalle, ja poistuu siitä haihtumalla ilmakehään. (Korkka-Niemi & Salonen 1996, Drever 1997)

Kalliopohjavesiä muodostuu erityisen hyvin alueilla, joissa kalliossa on rakoiluvyöhykkeitä tai paljasta kalliota. Vaikka Suomessa peruskallion kivet ovat alun perin olleet pääsääntöisesti kovia ja lähes huokosettomia, niin ajan saatossa kallioon on kuitenkin muodostunut rakoilua ja huokoista rakennetta. Esimerkiksi viimeisimmän jääkauden aikana mannerjäätikkö painoi kallioperää alaspäin, ja jäätikön sulamisen jälkeen kallioperä alkoi kohota takaisin ylös, ja tämä maankohoaminen jatkuu edelleen. Tämä molempiin suuntiin tapahtuva kallioperän liike on vapauttanut kallion jännityksiä,

ja samalla edesauttanut kallion rakoiluvyöhykkeiden syntymistä ja niiden muokkautumista. (Mälkki 1999)

3. SUOLAISET POHJAVEDET

Suomesta ja muualta Fennoskandian kilven alueelta löytyy suolaisia pohjavesiä (Nurmi et al. 1988, Kietäväinen 2017). Erityisesti murtovesiä ja suolaisia vesiä on löydetty Suomen läntisen rannikkoalueen kallioperään poratuista kaivoista. Osa näistä Itämeren rannikkoalueen suolaisista pohjavesistä on peräisin viimeisimmän jääkauden jälkeisestä Litorinamerestä. Sen ylin rantaviiva on sijainnut Suomen länsirannikolla, ja suolainen vesi on voinut tällöin tunkeutua alueen kallioperän rakoihin. Litorinameri-vaiheen aikana veden suolapitoisuus oli noin 5 – 10 promillea, kun nykyään suolaisuus on noin 4 – 6 promillea (Perttilä 1980, Lampénin 1992 mukaan). Yleisesti makeaa pohjavettä on paksumpi kerros sisämaassa, kauempana nykyisen Itämeren rannasta. Lisäksi veden suolapitoisuus nousee tutkimuspisteen syvyyden lisääntyessä. Suolapitoisuuden nousuun ei vaikuta tutkimuspisteen maantieteellinen sijainti. (Nurmi et al. 1988, Lahermo & Mitrega 1991, Vieno 2000)

Fennoskandian kilvellä esiintyvät suolaiset pohjavedet voidaan jakaa neljään ryhmään. Ensimmäiseen ryhmään kuuluvat murtovedet ja suolaiset pohjavedet, jotka esiintyvät yleensä matalilla syvyyksillä, 50 – 200 m, Litorinameren ylimmän rannan alapuolella. Toinen ryhmä muodostuu murtovesistä ja suolaisista pohjavesistä, jotka sijaitsevat 300 – 900 metrin syvyydessä. Ne esiintyvät muinaisen Litorinameren ylimmän rantaviivan yläpuolella. Kolmanteen ryhmään kuuluvat suolaiset pohjavedet ja erittäin suolaiset brine-tyypin pohjavedet, mitkä esiintyvät 1000 – 2000 metrin syvyydellä. Neljäs ryhmä koostuu erittäin syvistä suolaisista brine-tyypin pohjavesistä, joiden syvyys voi ulottua jopa 11 kilometriin. Tällaista erittäin suolaista pohjavettä ($\text{TDS} > 100 \text{ g/l}$) on Svennoskandian kilven alueelta löydetty ainakin Kuolan niemimaalla tehdyn syväkairauksen tutkimuksissa. Alueen erittäin suolainen pohjavesi on muodostunut kallioperän ja veden välisten hydrotermisten muuttumien kautta. (Nurmi et al. 1988)

Vanhat suolaiset tai murtopohjavedet, joiden päällä on makean veden kerros, eivät yleensä osallistu normaaliin veden kiertoon. Suolaisen pohjaveden yläpuoliseen makean veden kerroksen paksuuteen vaikuttavat monet tekijät. Alueen maantieteellinen sijainti, korkeusvaihtelut, maaperän koostumus ja kallioperän rakenne ja hydraulinen johtavuus. (Nurmi et al. 1988)

3.1. Suolaisten pohjavesien kemiallinen koostumus

Yleisesti suolaiset pohjavedet voidaan jaotella niiden liukoisen kiintoaineen (TDS) tai kloridi-ionien määrän mukaan. Makeassa pohjavedessä TDS-luku on alle 1 g/l, murtopohjavedessä 1 – 10 g/l, ja suolaisessa pohjavedessä 10 – 100 g/l. Erittäin suolaisissa pohjavesissä TDS määrä on yli 100 g/l. Yleisesti myös liukoisen kiintoaineen määrä kasvaa, mitä syvemmälle pohjavesikerroksessa mennään. Makean ja suolaisen pohjaveden erottaa myös niiden klooripitoisuudesta. Yhtenä raja-arvona voidaan pitää sitä, että makean veden klooripitoisuus on alle 60 mg/l, ja suolaisessa vedessä vastaava arvo on yli 120 mg/l. (Lampén 1992, Fitts 2012)

Kallioperän raoissa esiintyvän suolaisen pohjaveden yleisimmät ionit ovat natrium (Na^+), kalsium (Ca^{2+}), kloori (Cl^-), vetykarbonaatti (HCO_3^-) ja sulfaatti (SO_4^{2-}). Lisäksi pohjaveden kemialliseen koostumukseen vaikuttaa alueen kallioperän koostumus, koska pohjavettä ympäröivästä kallioperästä voi liueta yhdisteitä veteen. (Lampén 1992) Edellä mainittujen ionien lisäksi, veden suolaisuutta ilmentää hyvin myös magnesium (Mg^{2+}). (Mondal et al. 2010).

Lisäksi normaalisti lähellä pintaa olevat vedet ovat koostumukseltaan Ca-Na-HCO_3 - tai Na-Ca-HCO_3 -tyypin vesiä. Keskisyvyyksillä vesien koostumus on usein $\text{Na-Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ -tyyppisiä, ja todella syvissä kohteissa koostumus yleisesti on Na-Cl painotteinen. (Gimeno and Peña 1999)

Yleisesti HCO_3^- -ioneja tavataan runsaimmin pohjavesissä, joiden TDS-luku on alle 100 mg/l. Sulfaatti-ioneja tavataan taas eniten pohjavesissä, joiden TDS-luku vaihtelee muutamista milligrammoista litrassa aina todella korkeisiin pitoisuuksiin. Myös kloridi-ioneja tavataan runsaasti sekä pienen että suuren TDS-luvun omaavissa pohjavesissä. (Lampén 1992)

Natriumia tavataan yleisesti sekä makeissa että suolaisissa pohjavesissä, koska sen suolat ovat helppoliukoisia. Makeissa pohjavesissä natriumpitoisuus on tavallisesti 1-5 mg/l, ja suolaisissa 50-100 mg/l. Suolaisten pohjavesien natriumpitoisuudet voivat kuitenkin yleisesti olla myös suurempia kuin 100 mg/l. Suuren natriumpitoisuuden omaavat pohjavedet sijaitsevat juurikin vanhoilla merenpohja-alueilla. (Korkka-Niemi & Salonen 1996)

Pohjaveden kalsiumpitoisuus selittyy usein mineraalien rapautumisella. Erityisesti kalsiumia rapautuu kalkkikivestä (kalsiumkarbonaatti) ja kalsiitista (kalsiumsulfaatista). Sekä kalsium- että magnesiumsuolojen määrillä kuvataan veden kovuutta. (Korkka-

Niemi & Salonen 1996) Suomen pohjavesien kalsiumpitoisuuksia ovat tutkineet myös Lahermo et al. (1990) lähteistä, matalammista kaivoista ja syvemmistä porakaivoista. Lähteissä kalsiumin mediaanipitoisuudet olivat 14,2 – 4,4 mg/l välillä, kaivoissa 12,4 – 27 mg/l ja porakaivoissa 19,2 mg/l.

Yleisesti pohjaveden suolaisuus vaihtelee tutkimussyvyyden mukaan niin, että suolaisin pohjavesi sijaitsee syvimällä kallioperässä. Suolaisuuden vaihtelun lisäksi pohjaveden koostumuksessa on myös muita eroja tutkimussyvyyden kasvaessa. Syvät pohjavedet ovat usein emäksisiä, joten niiden pH-arvo on noin 8 – 10. Lisäksi syvien pohjavesien Eh-arvo, eli redoxpotentiaali, on yleisesti negatiivinen syvissä pohjavesissä. Eh-arvo kuvaa veden taipumusta vastaanottaa elektroneja ja näin pelkistyä. Syvien pohjavesien negatiivinen Eh-arvo viittaa sulfidien (S^{2-}) ja raudan (Fe^{2+}) läsnäoloon. (Lampén 1992)

Korkka-Niemi & Salonen (1996) mukaan pohjaveden sähkönjohtokyvyn perusteella voidaan päätellä, onko tutkittava vesi makeaa vai suolaista. Veden sähkönjohtokyvyllä tarkoitetaan sen kykyä johtaa sähkövirtaa. Sähkönjohtokyvyn arvo on sitä suurempi, mitä enemmän veteen on liuennut ioneja. Eli sähkönjohtokyky kertoo veden ioniväkevyyden. Yleisesti sähkönjohtokyvyn yksikkönä käytetään mS/m. Veden lämpötila vaikuttaa runsaasti sähkönjohtokyvyn arvoon, joten lämpötila tulee aina ottaa tutkimuksissa huomioon. Sähkönjohtavuuden arvo kasvaa, kun lämpötila nousee. Yleensä sähkönjohtavuus esitetään näennäisenä sähkönjohtavuutena, joka on lämpötilakorjattu absoluuttinen sähkönjohtavuus. Näennäinen sähkönjohtavuus voidaan esittää myös käänteisesti ominaisvastuksena, jonka yksikkö on Ωm .

Suomessa makeille pintavesille sähkönjohtokyvyn arvo on yleensä alle 50 mS/m, mutta arvo voi olla myös alle 10 mS/m. Suomessa merivesien sähkönjohtokyky on korkeimmillaan hieman yli 1000 mS/m. Valtamerien sähkönjohtavuuksiin verrattuna tämä arvo on pieni (Korkka-Niemi & Salonen 1996). Blomqvistin et al. (1987) mukaan makeat ja suolaiset vedet luokitellaan sähkönjohtavuuksien perusteella niin, että makean veden sähkönjohtavuus on alle 100 mS/m, hieman suolaisen tai murtoveden sähkönjohtavuus on 100 – 500 mS/m, suolaisen veden sähkönjohtavuus 500 – 5000 mS/m ja erittäin suolaisen (esim. valtameret) tai brine-tyypin pohjaveden sähkönjohtavuus on yli 5000 mS/m.

Suomen porakaivovesien sähkönjohtavuutta on tutkittu laajasti ympäri Suomen, ja niiden sähkönjohtavuuden mediaaniarvoksi on mitattu 24,3 mS/m. Tutkimuksen

kohteena olevien porakaivojen keskisyyvyys on 40,4 metriä. Porakaivojen vesien kemialliseen koostumukseen vaikuttaa alueen kivilajien koostumus. Yleisesti porakaivovesien korkeimmat ionipitoisuudet mitattiin alueilta, jotka sijaitsivat rapakivialueilla. Veden sähkönjohtavuuden mediaaniarvo oli tällaisilla alueilla 35,3 mS/m. Toiseksi suurimmat vesien sähkönjohtavuuden arvot mitattiin alueilla, joissa kallioperä koostui ultraemäksisistä kivilajeista ja gabroista. Näissä kaivovesissä sähkönjohtavuuden mediaaniarvo oli 22,2 mS/m. Myös graniittisilla kallioperäalueilla sähkönjohtavuuden mediaaniarvo on melkein samaa luokkaa; 22,0 mS/m. Alhaisimmat sähkönjohtavuuden arvot mitattiin kaivovesistä granuliittialueilla ja gneissialueilla, joissa on graniittijuonia. Näillä alueilla sähkönjohtavuuden mediaaniarvot olivat 15,1 mS/m ja 18,6 mS/m. Kallioperän koostumus siis vaikuttaa vesien kemialliseen koostumukseen niin, että eri alueilla veteen liukenevien ionien määrät ovat erisuuruisia. (Hyypä 1984)

3.2. Suolaisten pohjavesien alkuperä

Suolaisten pohjavesien esiintymiselle kilpialueiden kallioperässä on esitetty eri teorioita. Niistä kolme yleisintä teoriaa ovat seuraavat; suolainen pohjavesi on peräisin vanhoista merivesistä, kallioperän ja veden vuorovaikutuksesta tai hydrotermisistä / metamorfisista fluideista. Nurmen et al. 1988 tutkimuksessa todettiin, että Fennoskandian kilven alueen tutkimuspisteiden suolaisen pohjaveden muodostumiseen on vaikuttanut eri mekanismit eri geologisissa ympäristöissä. Yhdellä tutkimuspisteellä voi olla useita alkuperältään erilaisia pohjavesikerrostumia, joten pohjaveden alkuperän selvittäminen ei ole kaikissa tapauksissa täysin yksiselitteistä. (Nurmi et al. 1988)

3.2.1. Jääkausiaikainen suolainen pohjavesi

Viimeisimmän jääkauden aikaan, noin 13 000 vuotta sitten Suomi oli melkein kokonaan mannerjään peitossa. Ilmasto alkoi lämmetä vähitellen, ja sen myötä alkoi mannerjäätikön perääntyminen. Jäätikön peräännyttyä Itämeren altaasta, järvi ja merivaiheet vuorottelivat Itämeren kehityshistoriassa. Baltian jääjärvi-vaiheen aikana, 13000 – 11570 vuotta sitten, jääjärvellä oli toisinaan yhteys Atlantin valtameriin, mutta jääjärvi oli kuitenkin pääasiassa makeavetinen. Tämän jälkeen seuraava Itämeren kehitysvaihe oli Yoldiameri, 11570 – 10800 vuotta sitten. Mannerjäätikön sulaminen jatkui, ja yhteys Atlantille aukesi kokonaan. Tämän seurauksena Baltian jääjärven makeat sulamisvedet sekoittuivat suolainen meriveden kanssa, muodostaen

Yoldiameren. Seuraava Itämeren kehitysvaihe oli Ancyclusjärvi, 10800 – 8000 vuotta sitten. Nopean maankohoamisen vaikutuksesta Itämeren ja Atlantin välinen yhteys katkesi, joten suolaisen veden virtaus aiempaan merenlahteen loppui, ja muodostui makeavetinen Ancyclusjärvi. Tämän vaiheen jälkeen, noin 8000 vuotta sitten alkoi Suomessa Litorinameri-vaihe. Se oli Itämeren viimeisin vaihe, ennen kuin Itämeri vaihtui nykyisen kaltaiseksi noin 2000 – 3000 vuotta sitten. Kun valtameren pinta nousi, myös Itämeren altaaseen Tanskan salmien kautta virtasi lisää suolaista vettä. Litorinameren korkeimmat rantakerrostumat muodostuivat noin 7500 vuotta sitten. Suomen länsirannikolla maa kohosi samaan aikaan, kun Litorinameren pinta nousi, joten maankohoamisen takia Litorinameren ylin ranta ei noussut kovin korkealle Länsi-Suomessa. (Jantunen 2004, Van Weert et al. 2009)

Viimeisimmän jääkauden jälkeen Litorinameri-vaiheen aikana sen ylin ranta ulottui Länsi-Suomessa Pohjanmaalla noin 100 metriä nykyisen merenpinnan yläpuolelle. Valtameriyhteyksien avauduttua, suolaista vettä kulkeutui Suomen rannikkoalueille, ja tällöin maa- ja kallioperän huokoset ja ruhjevyöhykkeet kyllästyivät merivedellä. Osa kalliopohjavesistä on Litorinameri-vaiheesta peräisin. Erityisesti rannikkoalueiden savikerrostumat ovat hidastaneet muinaisen meriveden huuhtoutumista pois. (Hyypä 1984)

Suomessa vallinnut viimeisin jääkausi vaikutti voimakkaasti pohjaveden virtauksiin ja pintavaluntoihin. Paksu jääpeite muutti alueiden morfologiaa, ja tämän vaikutuksesta pohjaveden virtaussuunnat muuttuivat. Erityisesti Itämeren rannikkoalueilla jääkauden aikaiset merenpinnan vaihtelut vaikuttivat pohjavesien koostumukseen. Pohjavesien virtaukset muuttuivat edelleen, kun rannikkoalueen kallioperä nousi maankohoamisen myötä, ja Itämeren pinnantaso asettui hiljalleen nykyiselle tasolleen. Maankohoamisen vaikutuksesta suolainen pohjavesi painui syvemmälle kallioperään, ja merestä paljastuneet kallioperäalueet altistuivat sadevedelle, ja aikaisempien suolaisten pohjavesikerrostumien päälle alkoi suodattua myös makeaa vettä. (Nurmi et al. 1988)

Tieto suolaisten pohjavesien esiintymisestä Suomen kallioperässä on tullut ilmi Pohjanmaan rannikkoalueen kaivovesistä. Kuten jo edellä mainittiin, kallioperän suolaista pohjavesikerrostumaa peittää usein postglasiaalinen savikerrostuma. Tämän ansiosta vanha suolainen pohjavesi ei ole vedenkierron vaikutuksesta huuhtoutunut pois

kerrostumispaikastaan. Myöskään hidas pohjavesien vaihtuminen ei ole laimentanut veden suolaisuutta näillä alueilla. (Lahermo & Lampén 1987, Blomqvist 1999)

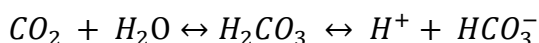
Litorinameren peittämien alueiden porakaivovesien sähkönjohtavuuksia on tutkittu runsaasti, ja on huomattu, että sähkönjohtavuuden arvot ovat huomattavasti suurempia kuin vastaavat tulokset muilta alueilta Suomesta. Moreenipeitteisillä alueilla porakaivovesien sähkönjohtavuuden mediaaniarvo on 41,2 mS/m, ja hienorakeisten maalajien peittämällä alueilla on mitattu sähkönjohtavuuden mediaaniarvoksi 69,7 mS/m. Alueen maalajillakin voi olla vaikutusta porakaivovesien sähkönjohtavuuteen. (Hyypä 1984)

Litorinameren peittämällä alueilla on mitattu myös erityisen korkeita pitoisuuksia natriumia. Sen mediaaniarvo vesinäytteissä oli 73 mg/l. Se on 7,5 kertaa suurempi kuin vastaava arvo kaikkien porakaivovesien natriumpitoisuuden keskiarvosta (Hyypä 1984). Suomen länsirannikon suolaisten pohjavesien jääkausiaikaista alkuperää vahvistaa myös Frapé et al. (1996) tutkimus kloorin isotoopeista kilpialueilla. Tutkimuksessa selvisi, että Suomessa tutkituissa pohjavesissä on todisteita siitä, että kloorin isotooppikoostumus vastaa jääkausiaikaisen Itämeren veden ja jäätikön sulamisvesien sekoittuessa syntyvää vesiseosta.

3.2.2. Kallioperästä liuenneet suolat pohjavedessä

Pohjavesien laatuun vaikuttavat monet asiat, joista tärkeimpiä ovat ilmastoon ja geologiaan liittyvät tekijät. Humidisilla alueilla, kuten Suomessa, sadanta on suurempaa kuin haihdunta, ja tämän takia sadevettä suotautuu maankamaraan. Alueen maaperällä on erityisen suuri vaikutus sadeveden suotautumisnopeuteen. Hitainta suotautuminen on savialueilla, ja nopeinta hiekka- ja sora-alueilla. (Hyypä 1984)

Suomessa yleisin maannos on podsolimaannos, joka koostuu humus-, uuttumis- ja rikastumiskerroksista. Runsaan kasvillisuuden takia podsolimaannosalueilla muodostuu kasvien juurista ja hajoamistuotteista esimerkiksi hiilihappoa ja humushappoa. Nämä hapot liukenevat veteen, ja muodostavat näin happamia vajovesiä, joilla on hyvä liuotuskyky. Hiilihappoa muodostuu, kun maahan suotautunut sadevesi reagoi hiilidioksidin (maaperässä olevan orgaanisen aineksen mikrobisen hapettumisen tuote) kanssa seuraavasti:

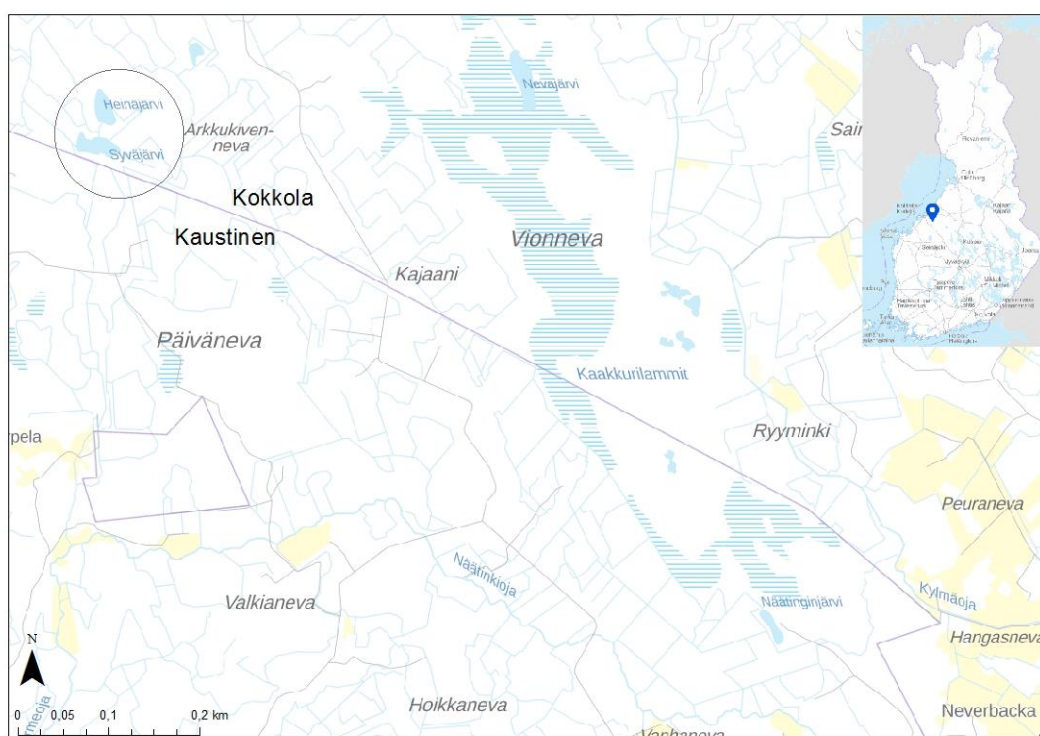


(Snellman 1982, Johnson et al. 1977). Kun vesi kulkeutuu pohjavesikerrokseen asti, on siinä yleensä runsaasti vapaana hiilihappoa ja bikarbonaatti-ioneja, mikä takaa pohjavedelle hyvän liuotuskyvyn. Tällaisen pohjaveden suolapitoisuus ei kuitenkaan ole kovinkaan suuri, eli sillä on melko alhainen sähkönjohtavuus. (Hyyppä 1984)

Yleisesti syvällä sijaitsevilla pohjavesissä on paljon enemmän liuenneita suoloja kuin maanpinnan lähellä olevissa kerroksissa. Lähellä maanpintaa sijaitseva vesi on jatkuvasti hydrologisen kierron vaikutuksen alaisena, joten pintakerroksen vesi ei ehdi saavuttaa kemiallista tasapainotilaa ympäristön kanssa, kuten syvällä sijaitseva pohjavesi. Joillakin alueilla maankamarassa on helposti veteen liukenevia suoloja. Tällaisten alueiden lähelle voi muodostua suolaisia pohjavesiä. Jos pohjaveden suolapitoisuus nousee korkeaksi, sen tiheys kasvaa ja vesi vajoaa ja kerrostuu mahdollisimman syvälle. (Hyyppä 1984) Esimerkkinä kallioperästä pohjaveteen liukenevista suoloista on Hitchon et al. (1971) tutkimus, jossa he osoittivat, että Kanadan sedimenttipohjaisilla alueilla pohjavesi oli hyvin samankaltaista, kuin merivesi. Tutkittuun pohjaveteen oli liuennut ympäröivästä kallioperästä suoloja, ja veden koostumus muistutti meriveden koostumusta. Erona meriveteen oli se, että kallioperän pohjavedessä oli enemmän Ca^{2+} , Na^+ ja Cl^- -ioneja, ja vähemmän Mg^{2+} ja SO_4^{2-} -ioneja. Vaikka ionisuhteet vaihtelivat meriveden ja pohjaveden välillä, niin pohjavedestä löytyi kuitenkin tyypilliset suolaisuutta aiheuttavat ionit.

4. TUTKIMUSALUE

Tähän työhön liittyvät kenttätutkimukset on tehty Keliber Oy:n Syväjärven kaivosalueella, joka sijaitsee Kaustisen kunnan ja Kokkolan kaupungin rajalla (Kuva 1). Kaustisen alueelta on jo 1950-luvulla löydetty litiumpitoista spodumeenipegmatiittia. Lisätutkimusten myötä litiumpitoisia malmijuonia on löydetty lisää, ja kaivostoiminnan on suunniteltu alkavan alueella lähivuosina. (Ramboll, 2017)



Kuva 1. Syväjärven kaivosalueen sijainti kartalla. Lähde Maanmittauslaitos 05/2018.

Keliber Oy:llä on Syväjärven kaivosalueen lisäksi viisi muuta spodumeenipegmatiitin esiintymäaluetta; Länttä, Rapasaari, Outovesi, Emmes ja Leviäkangas. Esiintymät ovat Kaustisen kunnan ja Kokkolan kaupungin alueilla. Alustavan suunnitelman mukaan louhinta alkaisi Syväjärven louhoksella vuoden 2019 lopussa. Arvioitujen louhintamäärien perusteella on laskettu eri louhoksille omat toiminta-ajat. Syväjärven louhoksella louhinta kestäisi vuoteen 2023 asti, ja samana vuonna käynnistettäisiin Läntän alueen louhinnat. Suunnitelman mukaan tuotanto olisi käynnissä yksi kaivosalue kerrallaan. Poikkeuksena tuotannon loppu- ja alkuvaiheet, jolloin kaksi kaivosaluetta voi olla saman aikaisesti tuotannossa. (Ramboll 2017)

Syväjärven kaivosalueen malmin määräksi on arvioitu 1 470 000 tonnia, ja louhittavan sivukiven määräksi 7 660 000 tonnia. Vastaavasti Längskilven louhoksen malmin määräksi on arvioitu 690 000 tonnia, Rapasaaren 2 630 000 tonnia ja Outoveden 217 000 tonnia. (Ramboll 2017)

4.1. Syväjärven alueen kallioperä

Kaustisen alueen malmivarantoja on 1960-luvulla tutkinut Suomen Mineraali Oy. Tutkimukset keskittyivät tuolloin Syväjärven alueelle. 1980-luvulla tutkimuksia samalla alueella jatkoi Paraisten Kalkki Oy. Näiden jälkeen alueella tutkimuksia ovat tehneet GTK ja Keliber Oy. (Ahtola et al. 2010)

Kaustisen litiumpitoiset spodumeenipegmatiittijuonet sijaitsevat Pohjanmaan liuskejakson alueella. Liuskejakso on kokonaisuudessaan 350 kilometriä pitkä ja suurimmillaan 70 kilometriä leveä. Kaustisen alueen spodumeenipegmatiittijuonia ympäröi kallioperässä graniitti-pegmatiitti intruusio. (Alviola et al. 2001)

Syväjärven tutkimusalueen kallioperän geologiaa on selvitetty kalliopaljastuman, monien kairasydänten ja geofysikaalisten tutkimusmenetelmien perusteella. Syväjärven alueen kallioperä muodostuu kiilleliuskeesta, intermediäärisestä vulkaanisesta kivistä, jossa on mukana spodumeenipegmatiittia, muskoviittipegmatiittia ja muita sulfidirikkaita kiilleitä. Spodumeenipegmatiittijuonia tavataan yleisesti kiilleliuskeiden läheisyydessä, sekä kiilleliuskeiden ja intermediääristen vulkaanisten kivien rajapintojen välissä. (Ahtola et al. 2010)

Syväjärven spodumeenipegmatiitti esiintymä muodostuu useista malmijuonista. Spodumeenipegmatiittimalmin päämineraalit ovat spodumeeni, albiitti, kvartsi, kalimaasälpä ja muskoviitti. Spodumeenirakeet ovat jakautuneet malmijuoneen epätasaisesti. Alueen spodumeeni ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) on karkearakeista ja se on muodoltaan pitkulainen vaalean vihreä tai vihertävä mineraali. Kiteet ovat pituudeltaan noin 0,5-10 cm. Syväjärven pegmatiitista noin 13 % on spodumeenia, joten litiumpitoisuudeksi (Li_2O) tämän perusteella saadaan noin 1 painoprosentti. (Ahtola et al. 2010)

4.2. Hydrogeologia

Syväjärven kaivosalueella sijaitsee kaksi järveä, etelässä Syväjärvi ja pohjoisessa Heinäjärvi. Järvet ovat yhteydessä toisiinsa niin, että Heinäjärven vedet virtaavat

yhdyspuroa pitkin Syväjärveen. Järvien ympärillä oleva maasto on soista metsämaastoa, josta osa on ojitettua. Alueen maaperäkerrostumat koostuvat pääosin turpeesta ja moreenista. (Ahtola et al. 2010)

Syväjärven alueelle suunniteltu avolouhos sijoittuisi osittain Syväjärven päälle. Tämän takia sekä Syväjärvi että Heinäjärvi kuivatettaisiin louhinnan ajaksi. Suunnitellun louhosalueen pinta-ala on 153 ha, ja avolouhoksen pinta-ala on siitä noin 8,3 ha (250 m x 350 m). Syväjärven vesitilavuudeksi on arvioitu noin 81 200 m³, ja Heinäjärven vesitilavuudeksi on arvioitu 44 000 m³. Molemmat järvet on suunniteltu kuivatettavaksi pumpaamalla. Vedet pumpattaisiin ojien kautta omiin laskeutusaltaisiinsa. Laskeutusaltaista vedet johdetaan yhden ojan kautta pintavalutuskentälle. Sieltä vedet valuisivat edelleen Ruohojärvenojan, Rytilammenojan ja Vanhan Torojan kautta kohti Ullavanjokea. (Ramboll 2017)

Kun Syväjärven alueen molemmat järvet kuivataan, on suunniteltu, että niihin rakennetaan samassa yhteydessä padot. Louhostoiminnan aikana näillä padoilla pyritään estämään pintavesien kulkeutuminen avolouhokseen. Syväjärven padon korkeus tulisi olemaan nykyisen vedenpinnan tasosta noin 0,9 metriä, ja moreenin pinnasta 6 metriä. Louhostoiminnan aikana kaivoksen vesienhallintaan liittyy myös louhoksen kuivatusvesien hallinta. Louhoksesta peräisin olevat kuivatusvedet johdetaan esiselkeytysaltaaseen (pituus 45 metriä, leveys 10 metriä ja syvyys 1,5 metriä). Tästä eteenpäin vedet johdetaan louhosvedelle tarkoitettuun selkeytysaltaaseen, ja sieltä lopulta pintavalutuskentälle. (Ramboll 2017)

Syväjärven louhoksen alueelta löydetty suolaiset pohjavedet vaikuttavat kaivoksen toimintaan ainakin vesienkäsittelyn suunnittelussa. Suolaisen pohjaveden määrästä ja laadusta riippuen selkeytys ei välttämättä yksinään riitä, ja ennen ympäristöön johtamista kuivatusvettä joudutaan mahdollisesti käsittelemään lisää suolaisuuden poistamiseksi. (Turunen 2018)

4.3. Kaivosvesien hallinta

Kaivosalueilla tulee huomioida kaikki tekijät, jotka vaikuttavat vesienhallintaan. Tässä työssä tutkimuksen kohteena olevalta kaivosalueelta tullaan kuivattamaan sekä Heinäjärvi että Syväjärvi, joka sijaitsee osittain tulevan louhoksen kohdalla.

Kuivatusvesien pumppaus tulee muuttamaan läheisen alueen vesitasetta, ja veden luontainen kierto alueella tulee poikkeamaan normaalista.

Järvelle tai vesistöalueelle voidaan laskea sen vesitase, eli vesivaraston muutos. Vesitaseyhtälö (1) perustuu veden luontaiseen kiertoon maapallolla. Yhtälössä P kuvaa sadantaa, joka nostaa vesistöalueen vesivaraston määrää. E kuvaa haihduntaa, joka pienentää vesistöalueen vesivaraston määrää. R on valunta (mm/d), Q_{in} on virtaama vesistöalueeseen, ja ΔS on vesivaraston muutos. (Domenico & Schwartz 1998)

$$P - E + R - Q_{in} = \Delta S \quad (1)$$

Järven kuivattamisen jälkeen louhokseen voi alkaa purkautua kallio- ja maaperän pohjavesiä. Mitä enemmän louhokseen purkautuu vesiä, sitä enemmän muodostuu myös kuivatusvesiä, jotka täytyy mahdollisesti käsitellä. Lisäksi ympäristöön päätyvä vesimäärä kasvaa ja muuttaa entisestään alueen vesitasetta. Kaivosalueelta ympäristöön johdetut vedet eivät saa huonontaa ympäröivien vesien tilaa (Klove & Räisänen 2014).

4.3.1. Virtaama louhokseen

Kallioperän pohjaveden virtaama avolouhoksille voidaan laskea mm. kaavan 2 mukaisesti. Kaava on tarkoitettu kohteelle, jossa virtaama tapahtuu ympyrän muotoisesti louhokseen vapaassa akviferissä (Mansur & Kaufman 1962, Bear 1979, Neville 2017).

$$Q = -\pi K \frac{(H^2 - h_d^2)}{\ln\left(\frac{R}{R_0}\right)} \quad (2)$$

Q = Virtaama (m^3/s)

K = Hydraulinen johtavuus (m/s)

H = Pohjaveden pinta alenemakartion ulkopuolella (m louhoksen pohjasta)

h_d = Pohjaveden pinta louhoksessa (m louhoksen pohjasta)

R = Alenemakartion säde louhoksen keskipisteestä (m)

R_0 = Louhoksen säde (m)

Laskut perustuvat Pasasen et al. (2018) raportin tuloksiin. Virtaaman laskemiseen on käytetty tietoja tulevan louhoksen mitoista. Louhoksen pohjan tasona on käytetty arvoa -25 m merenpinnan yläpuolella. Syväjärven kaivosalueen maanpinta on noin 85 metriä

merenpinnan yläpuolella. Vaikka louhoksen suunniteltu suurin syvyys on 108,5 metriä, laskuissa käytetään syvyydelle arvoa 29 m mpy. Se on puolet syvyydestä, ja sen arvellaan kuvaavan louhoksen keskisyvyyttä. Suurinta syvyyden arvoa käytettäessä Kaava 2 yliarvioi virtaaman, koska se olettaa louhoksen seinämien olevan pystysuorat. Alenemakartion säteeksi louhoksen keskipisteestä on valittu 460 m, 730 m ja 960 m, koska alenemakartio ei ole tässä vaiheessa tiedossa. Louhoksen säde on 230 metriä, joka on laskettu louhoksen pituuden ja leveyden keskiarvosta. h_d eli pohjaveden pinta metreinä louhoksen pohjasta on merkitty laskuissa nolaksi, koska tässä tilanteessa oletetaan, että louhoksen alapuolinen akviferi ei vaikuta tuloksiin. Hydraulisen johtavuuden arvot (K) on otettu Pasasen ja Pullisen (2017) raportista. Hydraulisten johtavuuksien keskiarvoksi on laskettu $1,23 \times 10^{-6}$ m/s, ja mediaaniksi $4,60 \times 10^{-7}$ m/s. Taulukossa 1 esitetyillä arvoilla virtaamaksi ympyränmuotoiseen louhokseen on saatu 10,6 -21,9 m³/h.

Taulukko 1. Virtaamalaskentaan käytetyt parametrit, sekä virtaamatulokset.

Pohjan taso 29m mpy	K (m/s)	H (m)	h_d (m)	R (m)	R_0 (m)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /h)
K mediaani R=460 m	$4,60 \times 10^{-7}$	54	0	460	230	0,0061	21,9
K mediaani R=730 m	$4,60 \times 10^{-7}$	54	0	730	230	0,0037	13,5
K mediaani R=960 m	$4,60 \times 10^{-7}$	54	0	960	230	0,0029	10,6

4.3.2. Suolaisemman veden osuus virtaamasta

Pasanen et al. (2018) arvioivat myös korkean sähkönjohtavuuden osuutta kokonaisvirtaamasta. Tässä tarkastelussa korkean sähkönjohtavuuden rajana käytettiin 400 mS/m. Tutkimusalueella tehtyjen sähkönjohtavuusluotausten perusteella kairarei'istä rajattiin sijainnin ja syvyyden perusteella alueet, joille korkean sähkönjohtavuuden pohjavesi sijoittuu. Rajaus oli tehty käsin, ja se perustuu ainoastaan sähkönjohtavuusmittauksista saatuihin tuloksiin, joten saadut tulokset ovat karkeita arvioita. Korkean sähkönjohtavuuden vesi sijoittuu tulosten mukaan kaivosalueella kahteen toisistaan erillään olevaan alueeseen. Toinen korkean sähkönjohtavuuden linja sijoittuu kaivosalueeseen nähden itä-länsi-suuntaisesti louhoksen pohjoisosaan. Toinen laajempi alue sijoittuu louhoksen keskiosasta sen eteläosaan asti. Tämä alue sijoittuu osittain Syväjärven päälle, joten järven peittämältä alueelta ei ole ollenkaan sähkönjohtavuustietoja.

Suolaisemman pohjaveden osuus kaivosalueen kokonaisvirtaamasta on laskettu rajattujen alueiden koon mukaan, sekä sen perusteella, kuinka korkealle kairareissä korkean sähkönjohtavuuden vesi sijoittuu. Korkean sähkönjohtavuuden veden osuus kokonaisvirtaamasta on arvioitu olevan noin 10 %. Tästä osuudesta 0,3 % virtaamasta olisi kaivosalueen pohjoisosan itä-länsisuuntaiselta alueelta. Loput 9,7 % virtaamasta tulisi isommalta eteläisemmältä alueelta. Kuten jo aikaisemminkin todettiin, tulos on arvio, joka perustuu ainoastaan alueella tehtyihin sähkönjohtavuusmittauksiin. Luultavasti tämä 10 % korkean sähkönjohtavuuden veden osuus kokonaisvirtaamasta on yli todellisen virtaamaosuuden, johon viittaa myös Lerssi & Pasanen (2018) raportin tulokset, joissa merkittävät ruhjevyyhykkeet eivät vaikuttaisi olevan yhteydessä korkean sähkönjohtavuuden alueisiin. Seuraavassa kappaleessa tarkastellaan virtaamaan vaikuttavia tekijöitä kairausten litologia-tietojen perusteella.

5. TUTKIMUSMENETELMÄT

5.1. Sähkönjohtavuuden luotaus pohjavedestä

Vesien sähkönjohtavuuksia mitattiin kairarei'istä luotausmenetelmällä. Mitta-anturina käytettiin Aqua troll 200, jossa sähkönjohtavuuden mittauksen optimi tarkkuusalue on - 0,5 – 10000 mS/m (Aqua troll 2018). Mitta-anturi kiinnitettiin kommunikaatiokaapeliin, joka oli kytketty suoraan maastotietokoneeseen (Kuva 2). Tällä tavoin mittauksen tuloksia voitiin seurata reaaliajassa. Osa mittauksista tehtiin myös ilman tietokonetta, jolloin tulokset katsottiin vasta myöhemmin. Tällaisessa tilanteessa mitta-anturi kiinnitettiin vaijeri-kelaan.

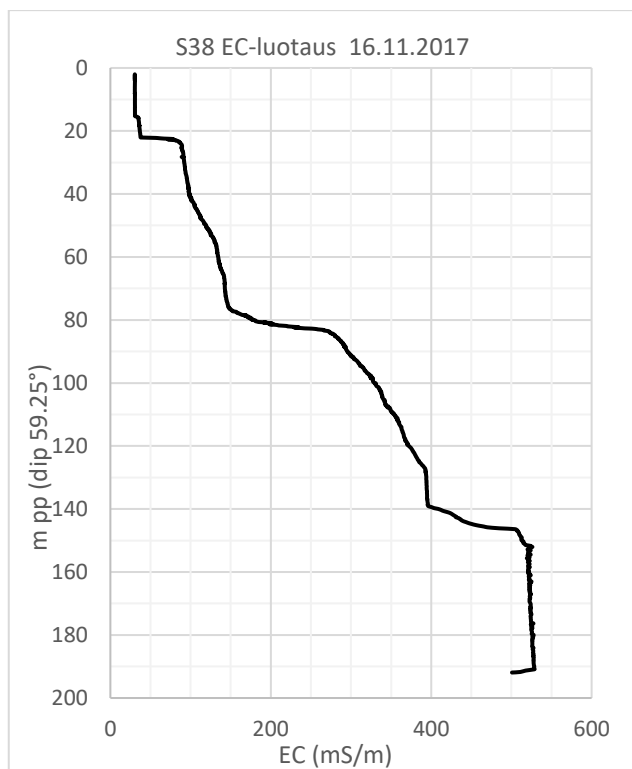
Ennen mittauksen aloittamista, kairareiästä tarkistettiin pohjaveden pinnan syvyys. Mitta-anturi asetettiin kairareikään vesipinnan tasolle, ja sähkönjohtavuuden luotaus aloitettiin siitä. Johtoa päästettiin kairareikään hitaasti tasaisella nopeudella. Kymmenen metrin välein johdon laskemisessa pidettiin pieni tauko, jotta tuloksista piirtyvään kuvaajaan jäisi pieni tasanne eri syvyyksien kohdalle. Mitta-anturi mittaa veden sähkönjohtavuuden lisäksi myös veden lämpötilan, koska se vaikuttaa sähkönjohtavuuden arvoon. Lämpötilan noustessa myös sähkönjohtavuus kasvaa. (Aquaread 2018)



Kuva 2. Sähkönjohtavuuden mittausta Kaustisella, Syväjärven rannalla marraskuussa 2017. (Kuva: Kaisa Turunen, GTK.)

5.2. Letkunäytteenotto

Tässä tutkimuksessa vesinäytteet otettiin kairareiästä letkunäytteenottomella. Ennen kuin vesinäytteenotto aloitettiin, tarkasteltiin sähkönjohtavuuden luotausten tuloksista tehtyjä kuvaajia. Näiden perusteella valittiin sopivat näytteenottosyvyyydet. Kuvaajista katsottiin kairareiän syvyys, ja kohta missä mahdollisesti veden sähkönjohtavuudessa voidaan havaita eroa. Sähkönjohtavuuskäyrästä pystyttiin havaitsemaan selvästi syvyyydet, joissa vesi muuttuu makeasta pohjavedestä suolaisemmaksi. Vesinäytteenotossa pyrittiin ottamaan näyte siitä kerroksesta, jossa vesi on luotausten perusteella suolaista. Lisäksi samasta kairareiästä voitiin ottaa toinen näyte ylemmästä kerroksesta. Näytettä ei oteta makean ja suolaisemman veden rajapinnasta, vaan sen alapuolelta, jotta vesinäyte ei olisi sekoittunutta makeaa ja suolaisempaa vettä. Esimerkiksi Kuvassa 3. on esitetty näytepisteen S38 sähkönjohtavuuskäyrä. Vesinäytteenotto tehtiin kyseiseltä pisteeltä syvyydeltä 185 metriä. Kuvasta nähdään, että veden sähkönjohtavuus on kasvanut asteittain pinnalta lähtien. Noin 22 metrin syvyydellä havaittiin ensimmäinen äkillinen muutos sähkönjohtavuudessa, ja seuraava muutos on noin 80 metrin syvyydessä. Tässä vaiheessa veden sähkönjohtavuus oli noin 150 mS/m. Noin 82 metrin syvyydellä sähkönjohtavuus alkoi kasvaa selkeästi. 82 metrissä sähkönjohtavuus oli 275 mS/m ja 140 metrin syvyydellä sähkönjohtavuuden arvo oli hieman alle 400 mS/m. 140 metrin syvyydeltä vielä noin 145 metrin syvyyteen asti sähkönjohtavuus kasvoi vielä noin arvoon 500 mS/m. Tästä syvemmälle kairareiässä mentäessä sähkönjohtavuus pysyi lähes samana. Tämän perusteella siis pisteen 38 näytteenottosyvyydeksi valittiin 185 metriä. Veden sähkönjohtavuus on pysynyt vakiona noin 30 metrin matkalla, joten tältä 185 metrin syvyydeltä otetun vesinäytteen voidaan olettaa olevan tasalaatuista suolaista pohjavettä.

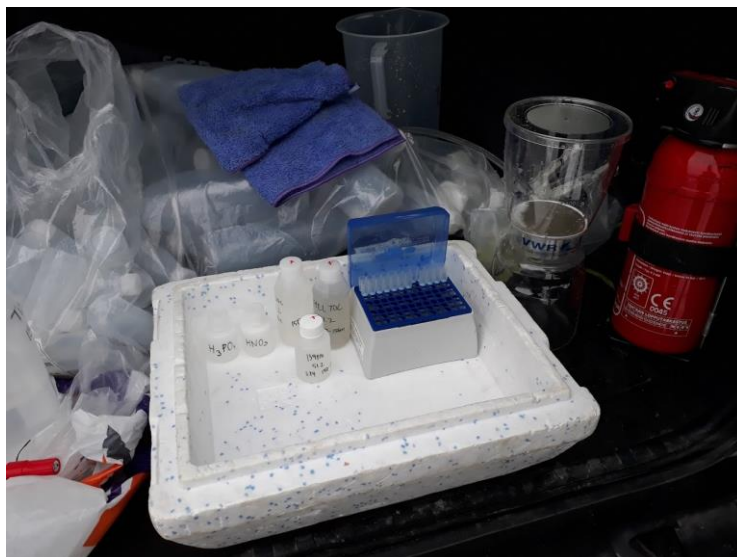


Kuva 3. Piste S38 syvyys (m) veden sähkönjohtavuuden (mS/m) funktiona. (Arto Pullinen, GTK)

Letkunäytteenottoa varten liitettiin yhteen siis 185 metrin pituudelta letkuja. Aluksi letkujen kärkeen liitettiin terästanko painoksi, jotta pitkä letkunäytteenotin painuisi kairareikään tasaisemmin. Alimmaisen näytteenottoletkun päässä oli kiinnitettynä takaiskuventtiili, joka letkua nostettaessa esti veden valumisen letkunäytteenottimesta pois.

Samanaikaisesti kun letkuja laskettiin rauhallisella nopeudella kairareikään, vietiin letkujen mukana myös pituusmerkittyä vaijeria kairareikään. Tällä tavalla varmistuttiin, että näyte otettaisiin oikealta syvyydeltä, ja tämän lisäksi letkunäytteenottimen paino ei olisi vain vesiletkujen varassa, vaan se jakaantuisi myös vaijerille. Kun haluttu näytteenottosyvyys oli saavutettu, letkuja nykäistiin voimakkaasti ylöspäin, jotta takaiskuventtiili lukittuisi, ja haluttu vesinäyte saataisiin kerättyä letkun sisään talteen. Tämän jälkeen letkut vedettiin takaisin ylös, ja näytteenottoletkusta, jossa vesinäyte on, suljettiin venttiilien hanat kiinni. Vesinäytteet kerättiin letkuista suureen kannuun, ja näytteet esikäsiteltiin suodattamalla ne näytteenottopaikalla. Osa näytteestä jätettiin suodattamatta, ja siitä mitattiin heti kentällä pH, redox-potentiaali, happipitoisuus ja sähkönjohtavuus. Suodatuksen jälkeen näytteet pullotettiin ja kestävästi hapottamalla ne typpi- ja fosforihapolla (Kuva 4). Esikäsittelyn jälkeen näytteitä säilytettiin viileässä

ennen laboratoriotutkimuksiin vientiä. Vesinäytteistä määritettiin laaja analyysivalikko alkuaineita monialkuainemäärittelyksellä ICP-MS-tekniikalla. Lisäksi osa alkuaineiden määrittelyksistä tehtiin märkäpoltetusta näytteestä ICP-MS-menetelmällä. Anionien määrittelykset tehtiin IC-tekniikalla suodattamattomasta ja hapottamattomasta vedestä.



Kuva 4. Näytteidenkäsittelyä kentällä; suodatus, pullotus ja kemikaalien lisäys.

5.3. Tulosten tilastollinen tulkinta

Vesinäytteiden kemiallisten analyysien tuloksia käsiteltiin myös tilastollisesti. Tulokset esitettiin scatter plot-diagrammissa, jossa verrattiin näytteenottopisteiden alkuainepitoisuuksien vaihtelua sähkönjohtavuuden (EC) suhteen. Eri alkuaineet on merkitty kuvaan erivärisillä ja muotoisilla tunnusasteilla. Kuvassa esitetyt ionit (kloori, natrium, kalsium) esiintyvät yleisesti suurempina pitoisuuksina suolaisissa vesissä, kuin makeissa vesissä, joten tästä syystä nämä edellä mainitut ionit on valittu tarkastelun kohteiksi tässä kappaleessa.

Eri alkuaineiden ja sähkönjohtavuuksien välistä riippuvuutta määritettiin laskemalla korrelaatiokertoimet. Näiden arvot voivat vaihdella -1 ja 1 välillä. Jos arvo on -1 se tarkoittaa täydellistä negatiivista lineaarista riippuvuutta ionien pitoisuuden ja sähkönjohtavuuden välillä. Jos taas korrelaatiokertoimen arvo on 1, tarkoittaa se ionien pitoisuuksien ja sähkönjohtavuuden välistä täydellistä lineaarista riippuvuutta. Jos taas kertoimen arvoksi tulee nolla, ei muuttujien välillä ole minkäänlaista lineaarista riippuvuutta. (Vartia 1989)

5.4. Korkean sähkönjohtavuuden veden käyttäytyminen kallion rikkonaisuuden kanssa

Tarkastelu suoritettiin vertaamalla sähkönjohtavuusluotauksista tehtyjä kuvaajia (Kuvat kappaleessa 6.2.) kairasydänloggauksesta saatuihin tietoihin. Molempia aineistoja tarkasteltiin samassa yksikössä, esimerkiksi kairareiän pituutena metreissä, ja kairasydämen pituutena. Sähkönjohtavuuden tulokset on esitetty kairareiän pituus (m) sähkönjohtavuuden funktiona. Vertailussa pyrittiin tarkastelemaan, sijoittuvatko korkean sähkönjohtavuuden vedet sellaiseen kohtaan kairareiässä, jossa olisi myös kalliossa havaittu rikkonaisuusvyöhykkeitä. Nämä kallion rikkonaisuuden kohdat on määritetty kairasydänloggauksen yhteydessä, ja ne on ilmoitettu RQD (kiven laadun määrittäminen) - indeksillä. Jos tarkastelussa havaitaan, että korkean sähkönjohtavuuden vedet sijoittuvat useassa tutkimuspisteessä samalle syvyydelle kallion rikkonaisuuden kanssa, voitaisiin arvioida suolaisempien vesien osuuden kokonaisvirtaamasta olevan suurempi, kuin tilanteessa, jossa rikkonaisuusvyöhykkeitä ei ole havaittavissa suolaisempien vesien syvyyksillä.

Kallion rikkonaisuutta kuvataan RQD-indeksillä, joka ilmoitetaan prosentteina. RQD-indeksissä määritetään kiviaineksen laatu siten, että yli 10 senttimetrin mitaisten kairasydämien pituuksien summa (sum of 10) jaetaan kairasydämen kokonaispituudella (l_{tot}), joka on kerrottu 100 % (Kaava 3).

$$RQD = \left(\frac{\text{Sum of 10}}{l_{tot}} \right) * 100\% \quad (3)$$

Mitä suurempi prosenttiosuus saadaan tulokseksi, sitä ehjempää kiviaines on. Tulokset jaotellaan seuraavasti; alle 25 % erittäin heikko, 25-50 % heikko, 50-75 % kohtalainen, 75-90 % hyvä ja 90-100 % erinomainen. (Deere & Deere 1988)

6. TULOKSET

Kaikista tutkituista kairarei'istä mitattiin veden sähkönjohtavuudet, ja osasta tutkimuspisteistä otettiin myös vesinäyte kemiallista analyysiä varten. Taulukkoon 2 on koottu eri tutkimuspisteiden vesikemian tulokset. Taulukossa on esitetty vain osa tuloksista aineiston laajuuden takia. Käsiteltäviksi alkuaineiksi on valittu kloori, natrium, kalsium, strontium, magnesium, bromi ja jodi. Valintaperusteena käytettiin tietoa pohjavesien suolaisuuden aiheuttajista (mm. Lampen 1992, Korkka-Niemi & Salonen 1996). Koska murtovesi sijoittuu useassa näytepisteessä kairareiän alaosaan ja alaosan veden laatu eroaa selvästi yläosan makeammasta vedestä, näytteet otettiin useasta kairareiästä vertailun vuoksi vesipatjan ylä- ja alaosasta.

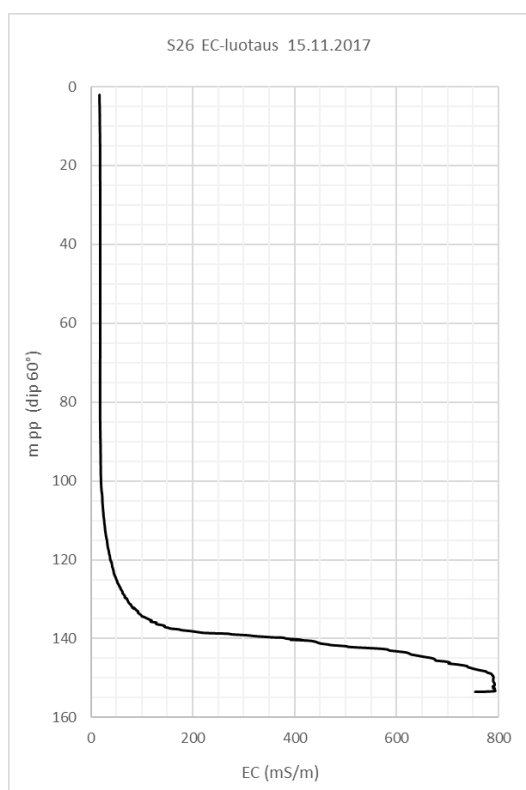
Taulukko 2. Tutkimuspisteiden vesien pitoisuudet.

Näyteputki	Näytteenotto syvyys (m)	Näytteenotto-ajankohta	Cl mg/l	Na mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Mg mg/l	Br mg/l	I mg/l	EC mS/m	pH	Eh
S26 YLÄ	47-72	06/2018	34	14,55	20,4	0,1	3,765	0,18	0,002	0,026	6,95	-58
S26 ALA	122-147	06/2018	1900	448	496	4,9	61,8	7,5	0,080	584	7,13	-50
S1 YLÄ	28-53	06/2018	220	85,3	68,4	0,7	11,7	0,91	0,016	0,099	7,47	-49
S1 ALA	103-128	06/2018	2600	512	729	4,9	80,9	11	0,091	769	7,52	-60
S70 YLÄ	78-103	06/2018	110	94,8	26,2	0,2	2,31	0,45	0,014	0,064	8,51	41
S70 ALA	203-228	06/2018	1900	485	659	5,9	11	7,8	0,077	619	7,05	38
S38 YLÄ	10-35	06/2018	650	210	198	1,8	19,9	2,8	0,041	241	7,87	157
S38 KESKI	85-110	06/2018	1900	488	533	5,3	55,8	7,8	0,091	598	7,55	106
S38 ALA	160-185	06/2018	2300	568	649	4,3	71,5	9,3	0,102	741	7,5	72
S72	50-75	06/2018	2,8	31,2	6,86	0,05	1,67	< 0,1	0,002	0,021	8,24	
S45	12-37	06/2018	7,8	6,78	8,99	0,06	2,45	0,1	0,005	0,012	7,59	
S38.2 YLÄ	50	11/2017	205	85,5	60,5	0,3	10,1	0,795	0,123	87,5		
S38.2 ALA	185	11/2017	1400	392	391	2,7	42,9	5,8	0,839	456,8	7,9	109
S24 YLÄ	45	11/2017	6,9	26,2	12,4	0,08	3,75	< 0,1	0,015	202	7,7	-39
S24 ALA	156	11/2017	1600	387	461	3,3	67,8	6,4	0,805	700	7,81	40,2

Näytteenottosyvyydet on valittu yleensä sähkönjohtavuusluotausten tulosten perusteella. Jos tutkimuspisteen vedessä havaitaan korkeita sähkönjohtavuuksia, voidaan olettaa, että reikävesi on murtovettä tai suolaista vettä. Esimerkiksi kuvassa 5 on esitetty kairareiän S26 sähkönjohtavuusluotauksen tuloksista koottu kuvaaja. Kuvaajassa y-akselilla on kairareiän syvyys ja x-akselilla sähkönjohtavuus (mS/m). Kuvaajasta nähdään, että sähkönjohtavuus on 120 metrin syvyydelle asti alhainen, noin 25 mS/m. Siitä eteenpäin sähkönjohtavuus kasvaa noin 200 mS/m hiljalleen, ja 140 metrin syvyydestä sähkönjohtavuus nousee voimakkaasti hieman alle 800 mS/m. Suomen

pohjavesien keskimääräinen sähkönjohtavuus on 35 mS/m, joten pisteen S26 yläosan vesipatsaan sähkönjohtavuus on melko normaalilla tasolla verrattuna Suomen makeisiin pohjavesiin (Lahermo et al. 1990).

Kuvaajan perusteella voidaan siis todeta, että kairareiässä makean veden kerros ulottuu noin 120 metrin syvyyteen, ja reiän pohjalla oleva vesikerros on suolaisempaa vettä. Näiden tietojen perusteella yläosan näyte tulisi ottaa hyvissä ajoin ennen 120 metrin syvyyttä, jotta näyte saadaan alhaisen sähkönjohtavuuden omaavasta vedestä. Suolainen vesinäyte tulisi taas ottaa hieman syvempää kuin 120 metriä, jotta näytteeseen saadaan varmasti suolaisempaa vettä.



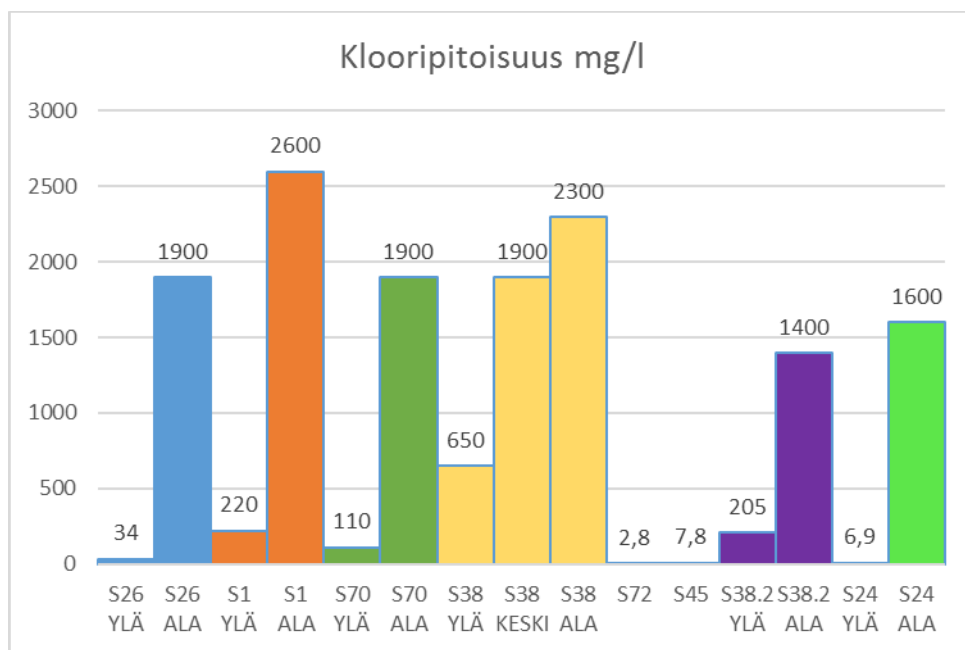
Kuva 5. Tutkimuspisteen S26 veden sähkönjohtavuuden muutos kairareiän pituuden suhteen.

6.1. Vesikemian analyysien tulokset

Alla olevissa pylväsdiagrammeissa on esitetty vesinäytteiden kloori-, natrium-, magnesium-, kalsium- ja strontiumpitoisuudet yksikössä mg/l. Kuvaajissa samanväriset ja vierekkäiset pylväät tarkoittavat sitä, että vesinäytteet on otettu samasta tutkimuspisteestä mutta eri syvyyksiltä. Esimerkiksi kolme keltaista pylvästä kuvaavat tutkimuspisteen S38 vesinäytteitä kairareiän ylä-, keski- ja alakerroksista. Kaikkien

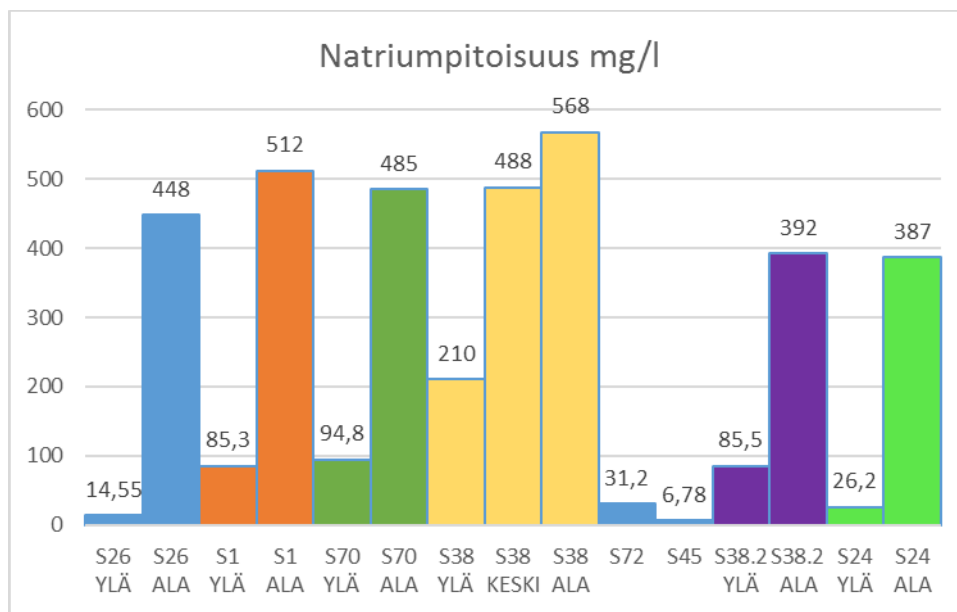
pylväiden päällä on näkyvissä kyseisen vesinäytteen tarkka alkuainepitoisuus. Näytteet S26, S1, S70, S38, S72 ja S45 on otettu vuoden 2018 kesäkuussa, ja näytteet S38.2 ja S24 on otettu vuoden 2017 marraskuussa.

Kuvassa 6 on esitetty vesinäytteiden klooripitoisuudet. Ne vaihtelivat 2,8 mg/l ja 2600 mg/l välillä. Yläpisteiden pitoisuuksien vaihteluväli on 2,8 – 650 mg/l, ja alapisteiden vaihteluväli on 1400 – 2600 mg/l.



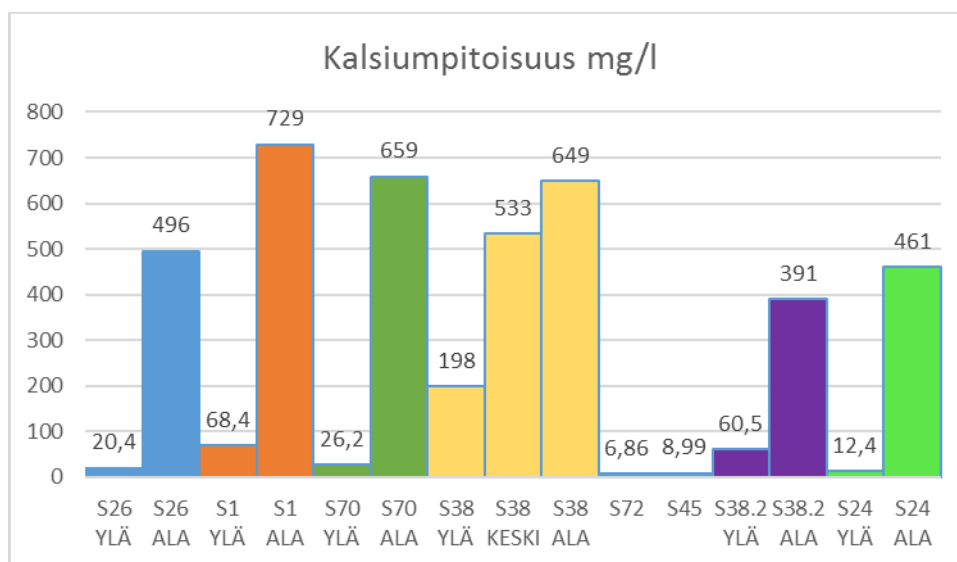
Kuva 6. Tutkimuspisteiden klooripitoisuudet.

Vesinäytteiden natriumpitoisuudet ovat koottu kuvaan 7. Pitoisuudet vaihtelevat 6,8 mg/l ja 568 mg/l välillä. Alhaisimmat natriumin pitoisuudet on mitattu tutkimuspisteiden yläosista, ja korkeammat pitoisuudet ovat tutkimuspisteiden alaosien näytteissä. Yläosien natriumpitoisuudet vaihtelevat 14,6 mg/l ja 210 mg/l välillä. Näytepisteiden alaosien natriumpitoisuudet vaihtelevat 387 mg/l ja 568 mg/l välillä. Pisteistä S72 ja S45 oli otettu vain yhdeltä korkeudelta näytteet, ja näiden tutkimuspisteiden natriumpitoisuudet olivat 31,2 mg/l ja 6,78 mg/l.



Kuva 7. Tutkimuspisteiden natriumpitoisuudet.

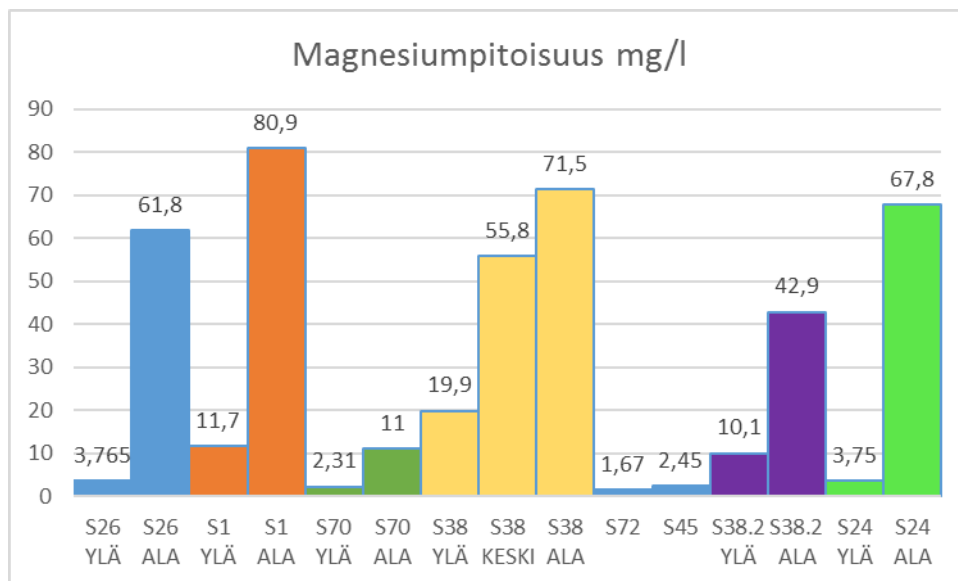
Tutkittujen vesinäytteiden kalsiumpitoisuudet on esitetty kuvassa 8. Pitoisuudet vaihtelevat 6,9 mg/l ja 729 mg/l välillä. Yläosan näytteiden kalsiumin pitoisuudet ovat 12,4 mg/l ja 198 mg/l välillä, ja alaosan näytteiden pitoisuudet vaihtelevat 391 mg/l ja 729 mg/l välillä.



Kuva 8. Tutkimuspisteiden kalsiumpitoisuudet.

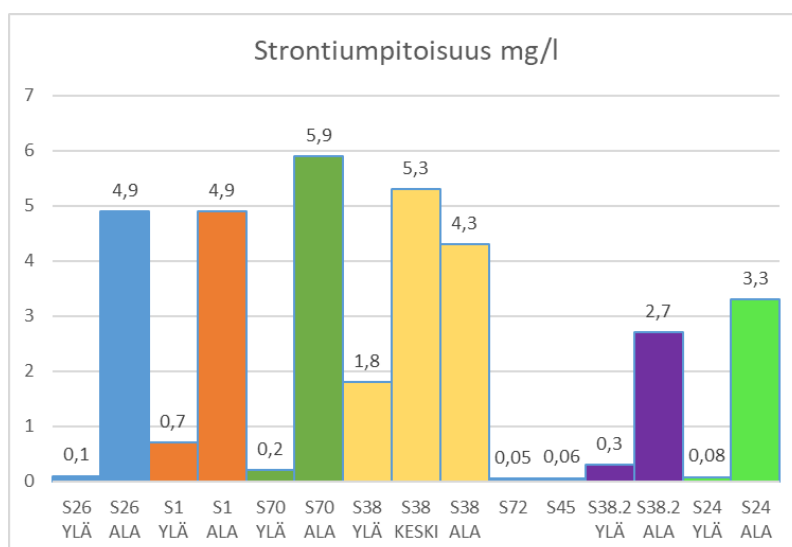
Vesinäytteiden magnesiumipitoisuudet ovat esitetty kuvassa 9. Tutkimuspisteiden yläosista mitatut magnesiumipitoisuudet vaihtelevat 2,31 mg/l ja 19,9 mg/l välillä.

Vastaavasti tutkimuspisteiden alaosista otettujen näytteiden pitoisuudet vaihtelevat 11 mg/l ja 80,9 mg/l välillä.



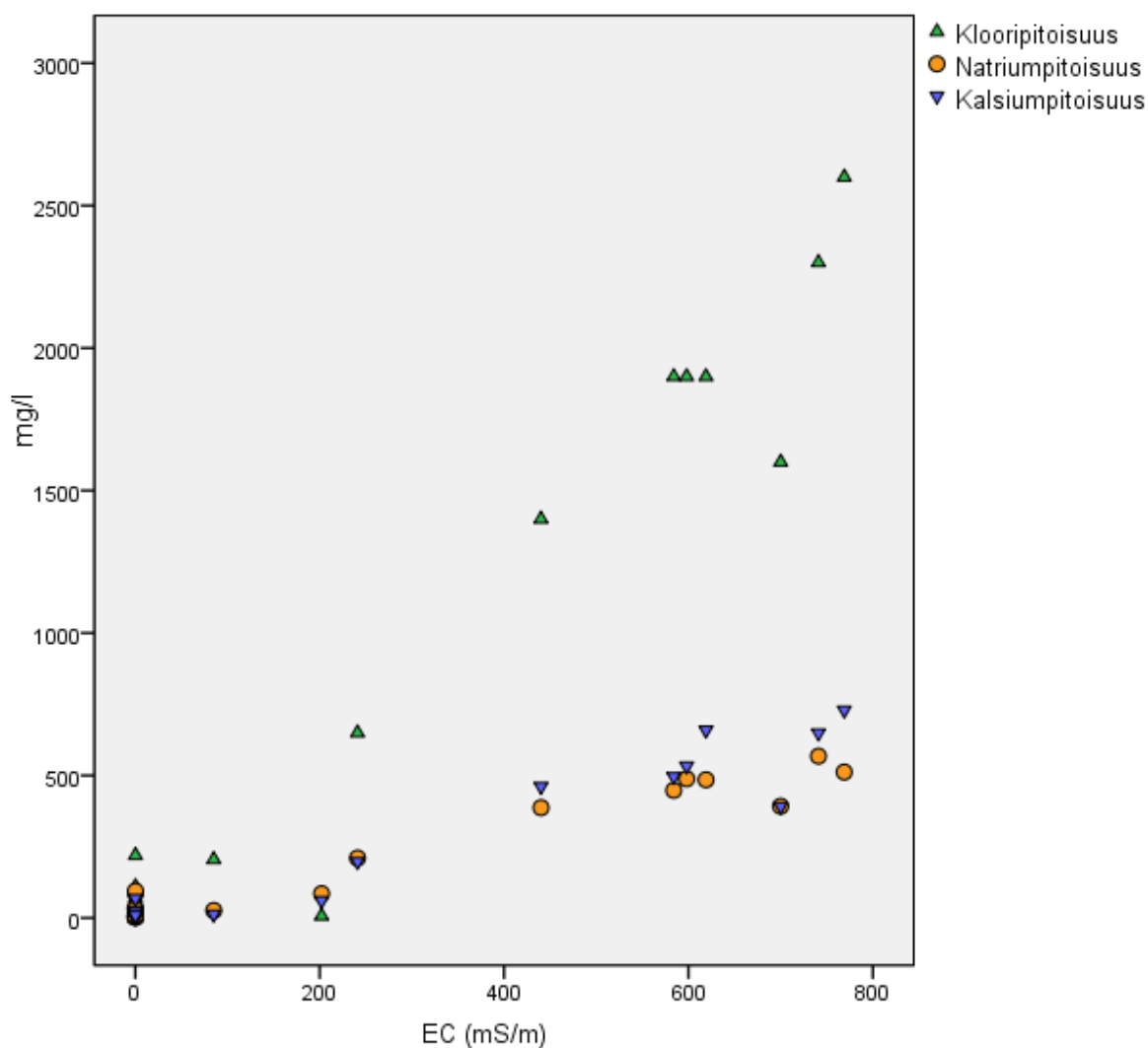
Kuva 9. Tutkimuspisteiden magnesiumpitoisuudet.

Strontiumpitoisuuksien vaihtelu vesinäytteissä on esitetty kuvassa 10. Tutkimuspisteiden alaosien pitoisuuksien vaihteluväli kesäkuun näytteenotossa oli melko pieni, 4,3 mg/l – 5,9 mg/l. Marraskuun näytteenotossa näytteenottopisteiden alaosien pitoisuudet olivat 2,7 mg/l ja 3,3 mg/l. Kesäkuussa tutkimuspisteiden yläosien pitoisuudet vaihtelivat 0,1 mg/l ja 1,8 mg/l välillä. Marraskuun näytteenotossa yläosan näytteiden pitoisuudet olivat 0,084 mg/l ja 0,3 mg/l.



Kuva 10. Tutkimuspisteiden strontiumpitoisuudet.

Vesinäytteiden kemiallisten analyysien tuloksia käsiteltiin myös tilastollisesti. Kuvassa 11 on esitetty näytteenottopisteiden alkuainepitoisuuksien vaihtelua sähkönjohtavuuteen (EC) verrattuna scatter plot-muodossa. Kloori-ionien ja sähkönjohtavuuden välinen korrelaatiokertoimen arvo on 0,913589. Vastaava arvo natriumioneille on 0,899052 ja kalsiumioneille 0,891985. Korrelaatiokertoimia laskettaessa on käytetty samojen tutkimuspisteiden tietoja, jotka on esitetty taulukossa 2.

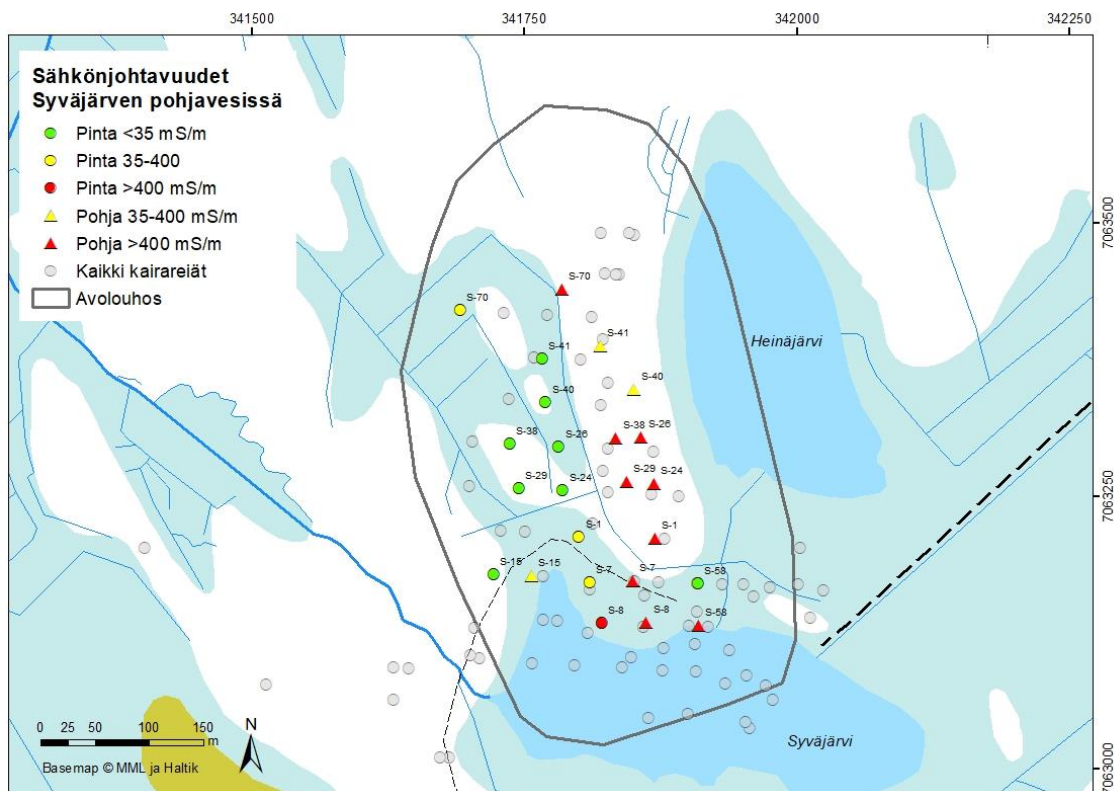


Kuva 11. Suolaionien pitoisuuksien vaihtelu sähkönjohtavuuden funktiona Syväjärven alueella.

6.2. Tutkimuspisteiden vesien sähkönjohtavuuksien nousukohtat ja kallion rikkonaisuudet

Kuvassa 12 on esitetty Syväjärven tutkimuspisteiden sijainnit ja vesien sähkönjohtavuustasot. Taulukossa 3 on esitetty tutkimuspisteiden kohdat, joissa

ensimmäisen kerran sähkönjohtavuus alkaa nousta merkittävämmiin. Esimerkiksi pisteessä S1 (Kuva 13), jossa sähkönjohtavuus nousee lähellä maan pintaa 44 mS/m:stä 73 mS/m:iin, tätä sähkönjohtavuuden nousua ei ole vielä tulkittu merkittäväksi, koska pidemmällä matkalla putkessa tapahtuu merkittävämpi harppaus, jossa sähkönjohtavuus nousee selvästi suolaisemman veden puolelle (466 mS/m:iin).

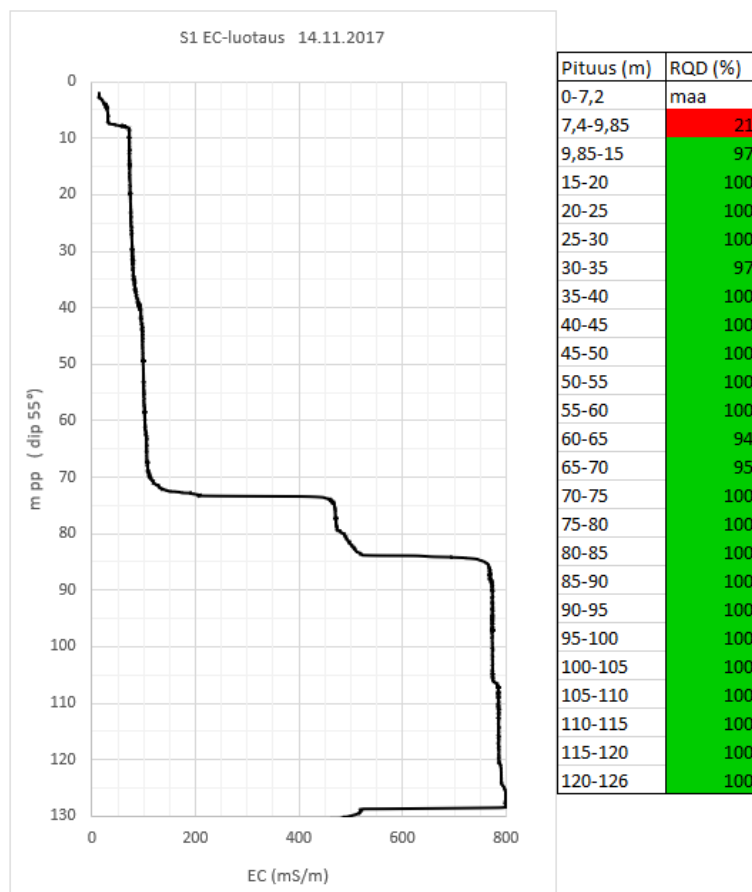


Kuva 12. Syväjärven kaivosalueella sijaitsevat tutkimuspisteet. Tulevan louhoksen sijainti on rajattu kuvaan harmaalla viivalla. (Kuva GTK)

Taulukko 3. Tutkimuspisteiden vesien sähkönjohtavuuksien ja kallion rikkonaisuuden yhteys toisiinsa. Pituudet kuvaavat tutkimuspisteiden ensimmäistä kohtaa, jossa sähkönjohtavuus nousee lyhyellä matkalla voimakkaasti. Näytepisteiden sähkönjohtavuuden vaihtelu syvyyden funktiona on keskusteltu tekstissä.

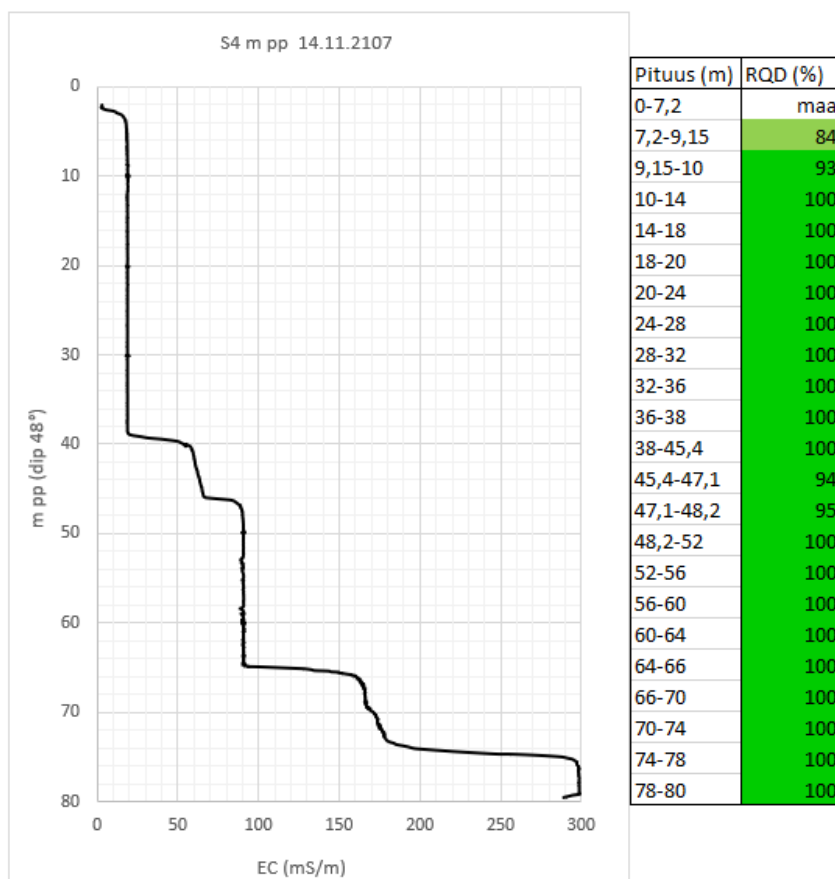
PISTE	Pituus putken päästä (m), kun EC alkaa nousta	EC mS/m (alkutilanne)	Pituus putken päästä (m), kun EC:n nopea nousu loppunut	EC mS/m (lopputilanne)	Rikkonaisuus RQD (%) alkutilanteessa	Kivilaji
S1	72	133	74	466	100	plagioklaasiporfyriitti
S4	65	94	67	164	100	plagioklaasiporfyriitti
S7	49	176	55	524	100	spodumeenipegmatiitti
S8	10	67	12	190	10	kiilleliuske
S15	60	58	62	167	98	kiilleliuske
S24	85	77	87	243	99	plagioklaasiporfyriitti
S26	130	74	140	400	100	plagioklaasiporfyriitti
S29	128	130	136	500	98	plagioklaasiporfyriitti
S38	77	150	280	280	96	intermediäärinen vulkaniitti
S40	120	17	121	60	97	plagioklaasiporfyriitti
S41	70	25	79	35	100	spodumeenipegmatiitti
S58	58	67	63	154	100	plagioklaasiporfyriitti
S70	178	58	199	390	100	plagioklaasiporfyriitti

S1: veden sähkönjohtavuus kasvaa portaittain reiässä (Kuva 13). Aluksi 71 metrissä (130 mS/m) sähkönjohtavuus alkaa nousta. Jo 74 metrin kohdalla sähkönjohtavuus on 465 mS/m. Tästä kohdasta 83 metrin pituudelle mentäessä sähkönjohtavuus on jo 521 mS/m. Kahden metrin matkalla sähkönjohtavuus nousee nopeasti 765 mS/m:iin. Tämän jälkeen loppuosassa kairareikää sähkönjohtavuus ei enää nouse merkittävästi, ja putken pohjalla 128 metrin pituudella sähkönjohtavuus on noin 800 mS/m. Rikkonaisuus kalliossa on erittäin vähäistä. RQD = 100 % melkein koko kairasydämen pituudelta, vain aivan putken alkupäässä kallio on rikkonaisempaa, kun RQD = 21 % 7,40 - 9,85 metrin pituudella.



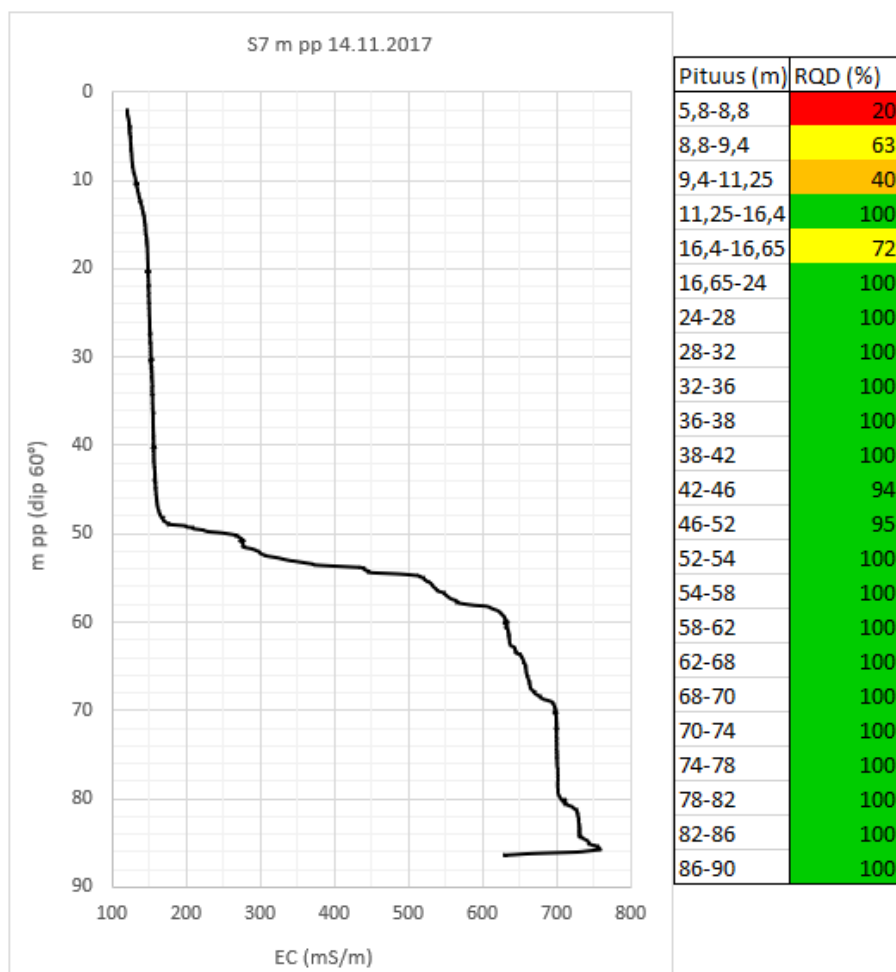
Kuva 13. Tutkimuspisteen S1 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S4: aluksi kairareiän veden sähkönjohtavuus pysyttelee alle 100 mS/m 65 metrin pituudelle asti (Kuva 14). Sen jälkeen tapahtuu ensimmäinen hieman isompi sähkönjohtavuuden kohoaminen; tällöin sähkönjohtavuus nousee 94 mS/m:stä 164 mS/m:iin pituuden ollessa tällöin 66,5 m. Tämän jälkeen 73 metrin pituudelle asti sähkönjohtavuus nousee vain vähän, 184 mS/m:iin. Tästä eteenpäin putken pohjalle asti noin 80 metriin sähkönjohtavuus nousee melkein 300 mS/m melko lyhyellä matkalla. Tämän tutkimuspisteen kallio on koko pituudeltaan ehjää tai täysin ehjää kalliota, jonka RQD-indeksi on 84 – 100 %.



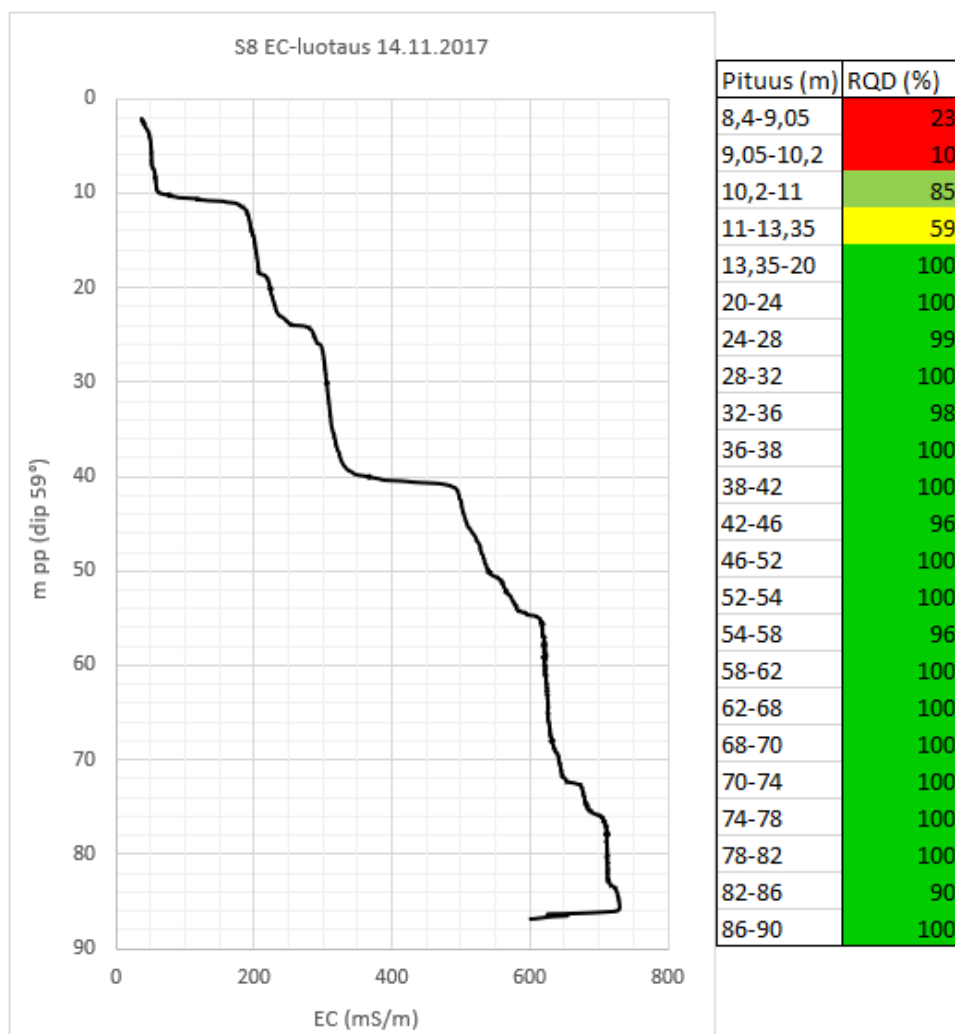
Kuva 14. Tutkimuspisteen S14 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S7: pisteen sähkönjohtavuus on alle 200 mS/m noin 49 metrin pituudelle asti (Kuva 15). Tällöin sähkönjohtavuus on 175 mS/m. Tältä pituudelta 59 metrin pituuteen, sähkönjohtavuus nousee 628 mS/m:iin. Tämän isomman sähkönjohtavuuden harppauskerroksen jälkeen pituus kasvaa vielä noin 86 metriin, mutta sähkönjohtavuus nousee enää noin 759 mS/m:iin. Kallion rikkonaisuutta on havaittavissa vain kairareiän alkuosissa pituudelle 11,25 m asti, kun RQD-indeksi on tällä välillä 20 %, 63 % ja 40 %. Näissä rikkonaisuuskohdissa kivilajeina ovat mustaliuske ja kvartsi, kvartsijuoni sekä kiilleliuske ja kvartsijuoni.



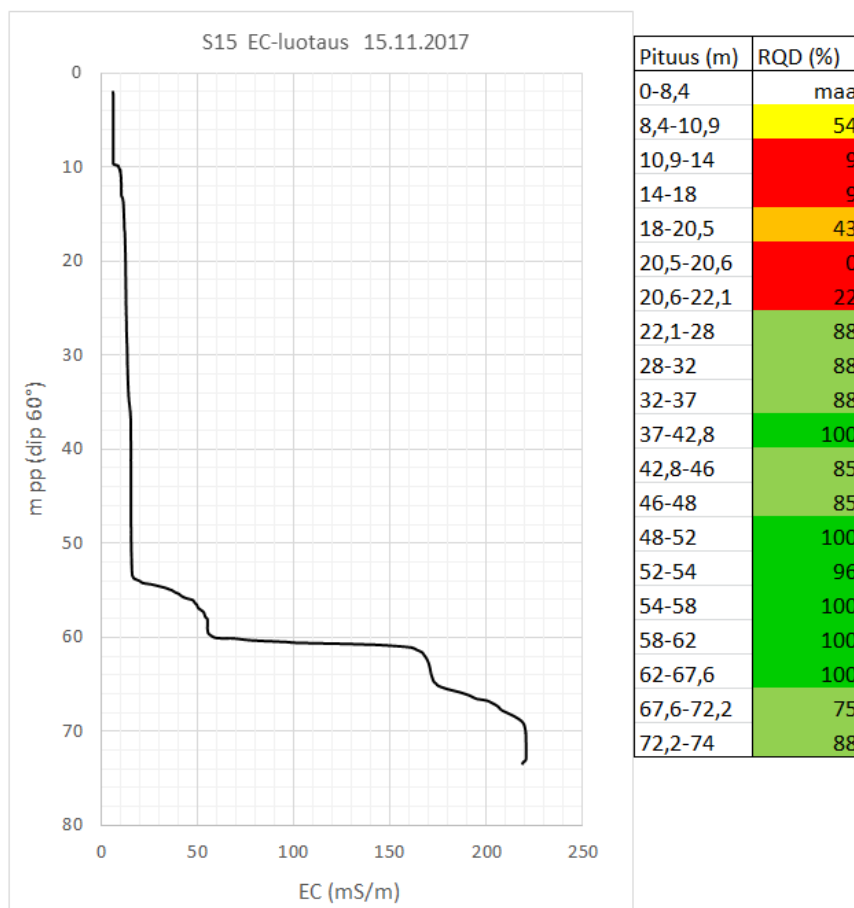
Kuva 15. Tutkimuspisteen S15 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S8: sähkönjohtavuus kasvaa portaittaisesti (Kuva 16). 10 metriin asti sähkönjohtavuus on 63 mS/m, mutta 11,5 metrissä sähkönjohtavuus on jo 186 mS/m. Tästä eteenpäin aina 39 metriin sähkönjohtavuus kohoaa melko tasaisesti 344 mS/m:iin. Tämän jälkeen sähkönjohtavuudessa tapahtuu suurempi harppaus, kun noin puolentoista metrin matkalla pituudessa 41,5 metriä sähkönjohtavuus nousee 495 mS/m:iin. Tästä eteenpäin sähkönjohtavuuden nousu on taas melko tasaista kairareiän pohjalle asti; pohjalla noin 86 metrin pituudessa sähkönjohtavuus on 729 mS/m. Kallion rikkonaisuus on vähäistä. Kairasydämen pituudelta 13,35 m lähtien RQD-indeksi on melkein koko ajan pohjalle asti 100 %, joissakin kohdissa indeksin arvo on 90 - 99%. Kairareiän pinnalla olevassa kalliossa on enemmän rikkonaisuutta havaittavissa verrattuna kairareiän loppuosan kallioon. Veden sähkönjohtavuuden ensimmäisessä harppauskohdassa 10 – 11,5 metrin pituudella kallion rikkonaisuus on täysin rikkonaista (10,0 - 10,2 m) ja hieman rikkonaista (11 - 13,35 m).



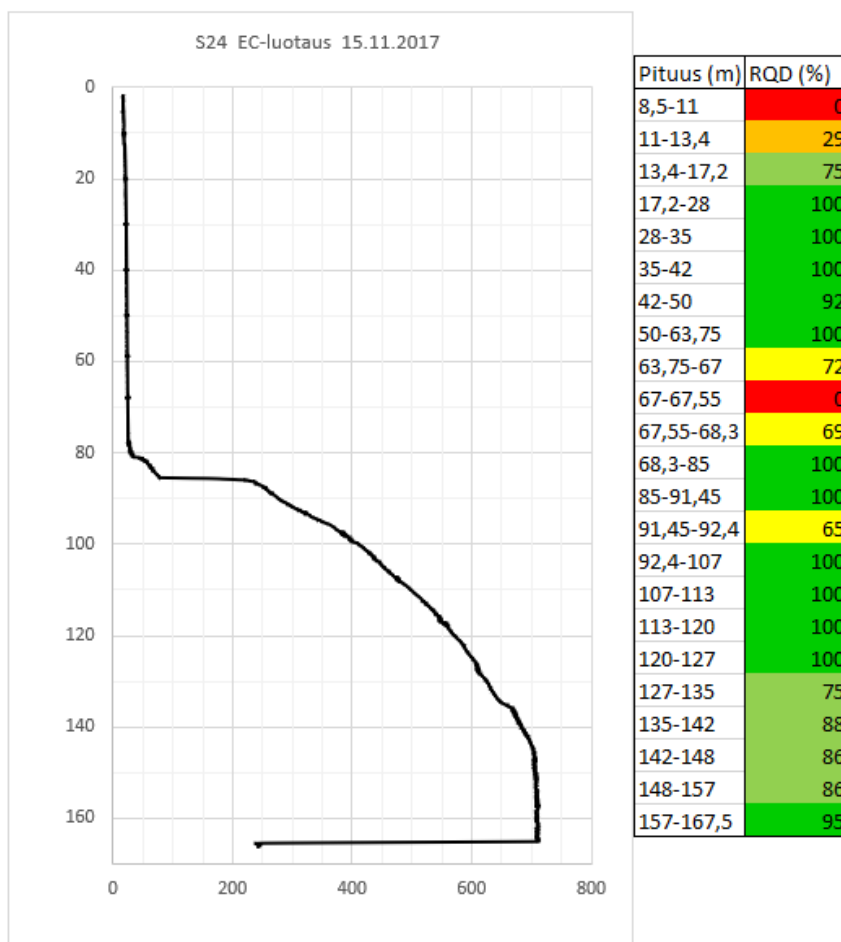
Kuva 16. Tutkimuspisteen S17 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S15: koko kairareiän pituudella veden sähkönjohtavuus on melko matala, maksimissaan 219 mS/m (Kuva 17). Aluksi 54 metriin asti sähkönjohtavuus on 19 mS/m. Siitä eteenpäin 60 metrin pituudelle, sähkönjohtavuus nousee 58 mS/m:iin. Tämän jälkeen sähkönjohtavuudessa tapahtuu nopeampi nousu, jolloin se kasvaa 168 mS/m:iin 62 metrin pituudella. Reiän loppuosassa 73 metriin asti sähkönjohtavuus nousee vielä 219 mS/m:iin. Kallion rikkonaisuusvyöhykkeet sijoittuvat kairareiän alkuosaan. Pituudella 7,20 - 9,10 m ja 16-16,50 m kallio on täysin rikkonaista, RQD = 0 %. Myös 9,10 - 16 m ja 16,5 - 20,75 m pituuksilla kallio on rikkonaista, RQD = 42%. Muuten kallio on täysin ehjää, RQD = 100 %.



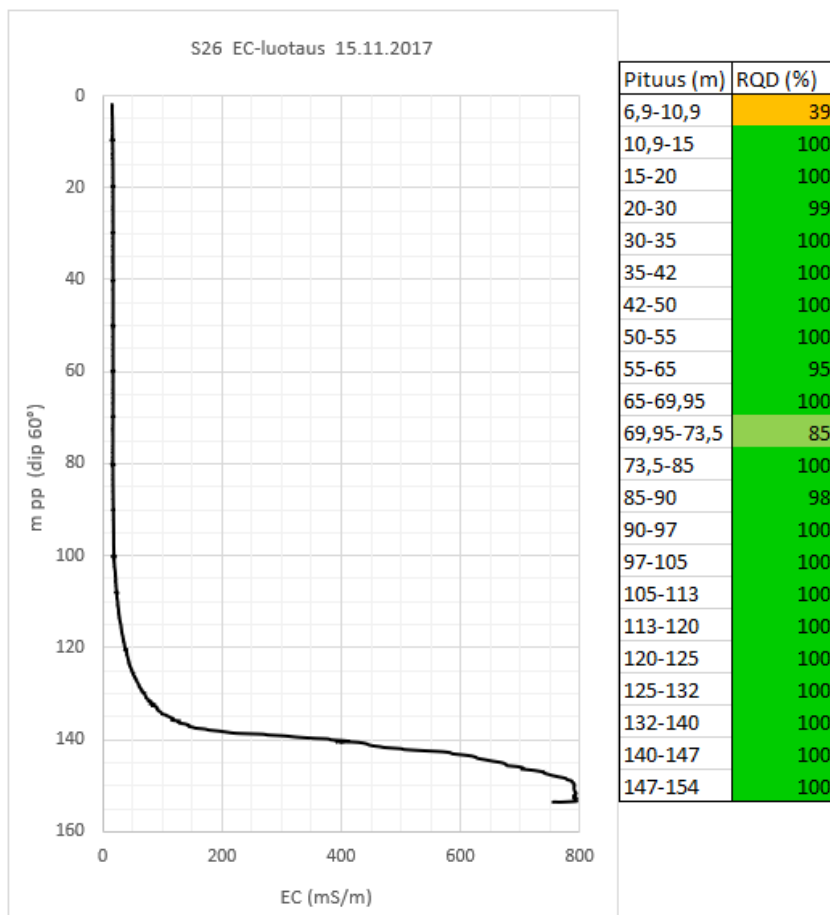
Kuva 17. Tutkimuspisteen S15 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S24: kairareiässä 85 metrin pituudelle asti veden sähkönjohtavuus vaihtelee 16 – 77 mS/m:n välillä (Kuva 18). Tästä eteenpäin sähkönjohtavuus nousee aluksi metrin matkalla 77 mS/m:stä 230 mS/m:iin. Tämän jälkeen sähkönjohtavuus nousee melko tasaisesti noin 711 mS/m:iin. Tutkimuspisteen kallio on täysin rikkonaista pituudella 8,50 – 11 m ja 67,0 – 67,55 m. Kallio on rikkonaista pituudella 11 – 13,4 m. Hieman rikkonaista kalliota on pituuksilla 63,75 – 67 m, 67,55 – 68,30 m sekä pituudella 91,45-92,40 m. Täysin rikkonaisissa ja rikkonaisissa kohdissa kallion kivilajina on kiilleliuske ja kvartsijuoni. Hieman rikkonaisen kallion kivilaji on intermediäärinen tuffiitti ja kiilleliuske sekä agglomeraatti ja spodumeenipegmatiitti.



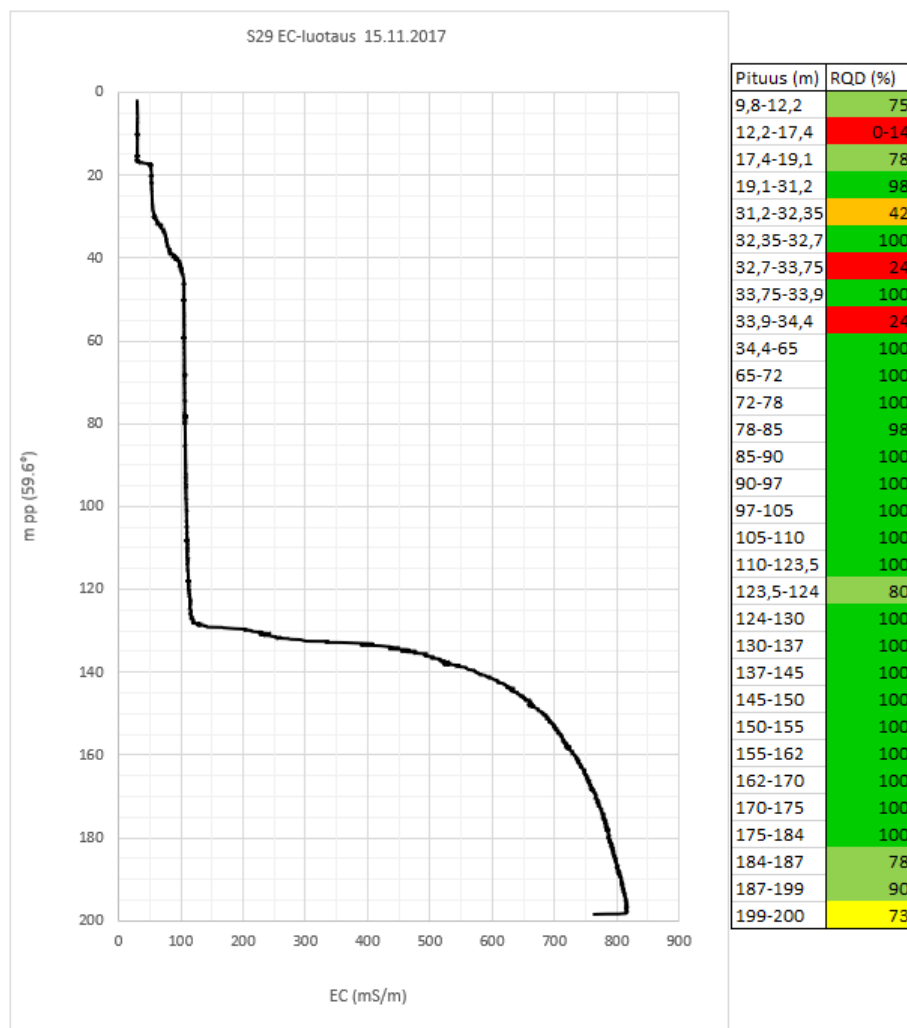
Kuva 18. Tutkimuspisteen S24 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S26: kairareiässä olevan veden sähkönjohtavuus säilyy matalana putken päästä aina 120 metrin pituudelle asti, jolloin veden sähkönjohtavuus on 42 mS/m (Kuva 19). Tästä 138 metrin pituudella sähkönjohtavuudessa tapahtuu ensimmäinen lievempi nousu, kun se kasvaa 200 mS/m:iin. Tästä eteenpäin sähkönjohtavuus nousee äkillisesti noin 10 metrin matkalla 790 mS/m:iin. Tutkimuspisteen kallio on suurimmaksi osaksi täysin ehjää (RQD = 100 %), vain pituudella 6,90 – 10,90 m kallio on rikkonaista (kivilajina on tällöin kiilleliuske).



Kuva 19. Tutkimuspisteen S26 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

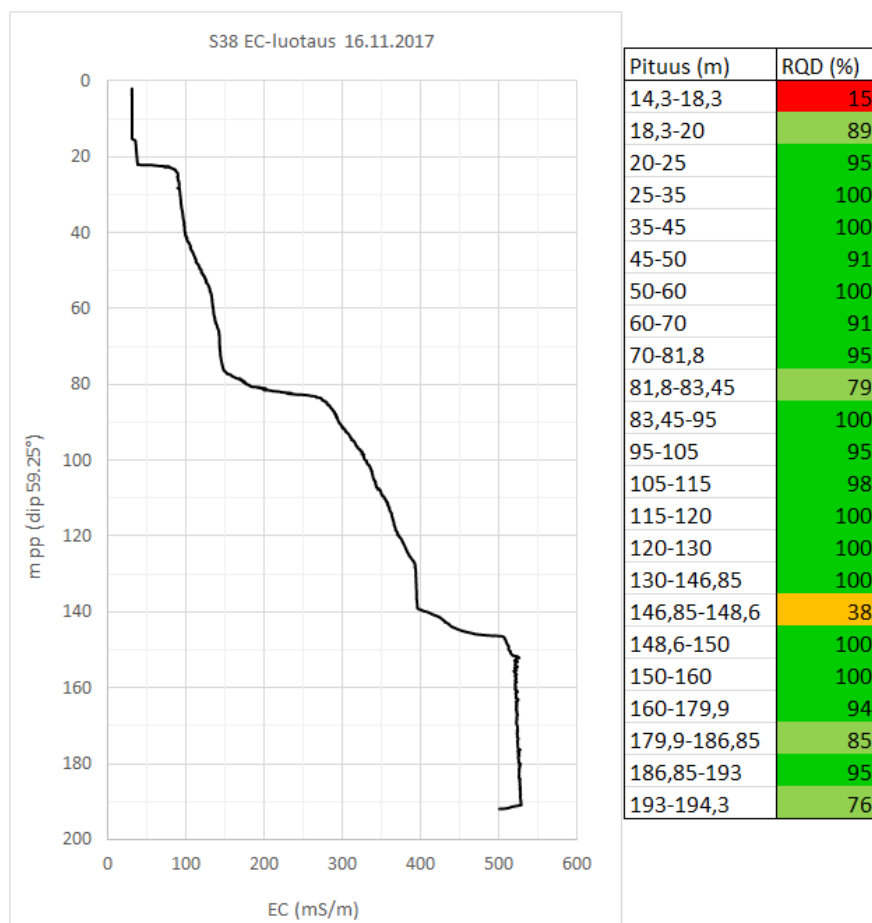
S29: tällä tutkimuspisteellä sähkönjohtavuus pysyttelee 128 metrin pituudelle asti melko matalana, 128 mS/m (Kuva 20). Tästä pisteestä eteenpäin sähkönjohtavuudessa tapahtuu nopea nousu; 135 metrin pituudella sähkönjohtavuus on 500 mS/m. Edelleen 141 metrin pituudelle mentäessä sähkönjohtavuus on noussut vielä 600 mS/m:iin. Kairareiän pohjalle mentäessä, 197 metriin asti, sähkönjohtavuus nousee 815 mS/m:iin. Tutkimuspisteen kallio on täysin ehjää pituudella 51,20 – 124,90 m, eli noin kairareiän puolesta välistä pohjalle asti. Kallion rikkonaisuutta esiintyy melko runsaasti lyhyinä kerroksina. Kallio on täysin rikkonaista (RQD = 0 – 25 %) syvyyksillä 12,2-17,4 metriä, 32,7 - 33,75 metriä, 33,9 - 34,4 metriä sekä 45,8 - 46,10 metriä. Näissä rikkonaisissa kohdissa kivilajina on pääosin kiilleliuske. Pituudella 128 metriä, jolloin sähkönjohtavuudessa tapahtuu merkittävin muutos, ei ole havaittavissa kallion rikkonaisuutta.



Kuva 20. Tutkimuspisteen S29 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S38: tutkimuspisteellä veden sähkönjohtavuus nousee suuremmissa harppauksissa kolmella eri pituudella (Kuva 21). Ensimmäinen ja pienin sähkönjohtavuuden muutos tapahtuu 22 metristä 24,5 metriin, kun sähkönjohtavuus nousee noin 37 mS/m:stä noin 90 mS/m:iin. Tämän jälkeen sähkönjohtavuus nousee hitaasti 152 mS/m:iin kairareian pituuden kasvaessa 77 metriin. Toinen nopeampi sähkönjohtavuuden nousu tapahtuu 77 m - 84 m välillä, tällöin sähkönjohtavuus nousee 277 mS/m:iin. Tästä eteenpäin sähkönjohtavuus nousee taas hitaammin; 56 metrin matkalla se nousee 400 mS/m:iin. Kolmas ja viimeinen nopeampi sähkönjohtavuuden kohoaminen tapahtuu 140 m – 147 m välillä, kun se nousee 509 mS/m:iin. Putken loppupäässä sähkönjohtavuudessa ei enää tapahdu suurta muutosta, putken pohjalla 190 metrissä sähkönjohtavuus on 529 mS/m. Kairasydäntutkimusten perusteella tutkimuspisteen kallio ei ole kovin rikkonaista muutamia kohtia luukunottamatta. 18,30 – 146,85 m välillä kallion RQD-

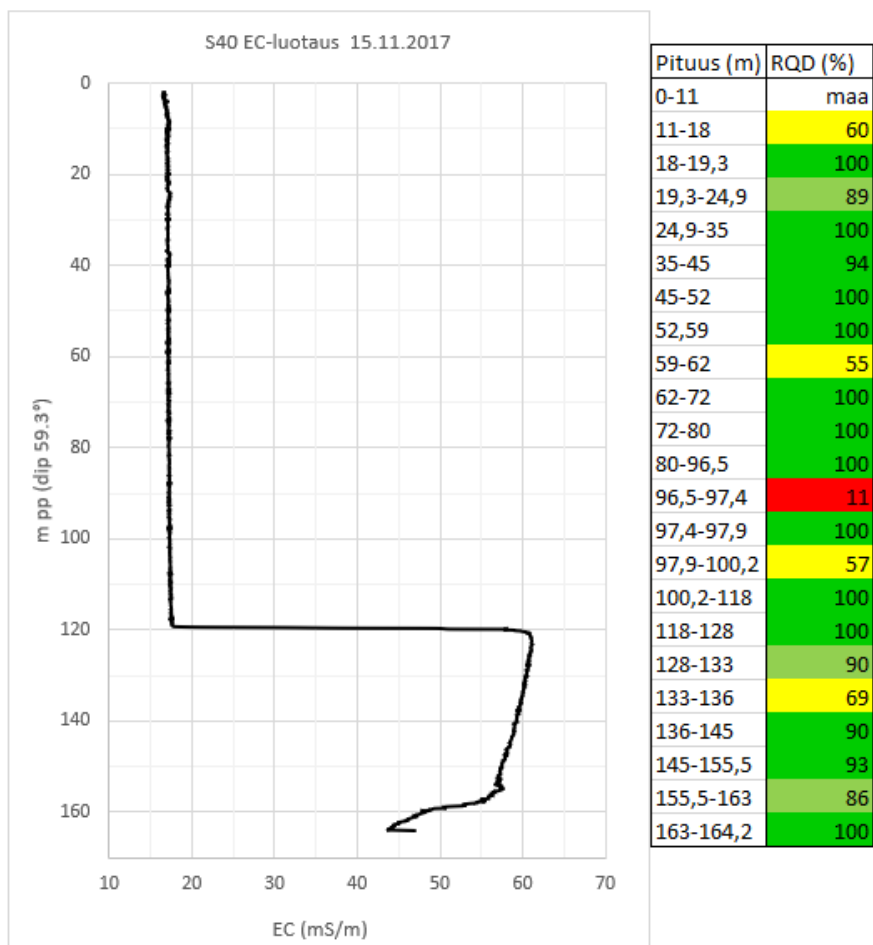
indeksi vaihtelee 79 – 100 % välillä, eli kallio on hyvässä tai erinomaisessa kunnossa. Pituudella 146,85-148,55 metriä RQD = 38 %, ja kivilajina tässä kohdassa on spodumeenipegmatiitti. Tämän 1,70 metrin pituisen rikkonaisuusvyöhykkeen ympärillä kallio on täysin ehjää. Rikkinainen kohta sijoittuu syvimällä olevan sähköjohtavuuden nopean nousukohdan alueelle. Muissa korkeamman sähköjohtavuuden nousukohdan pituuksissa ei ole havaittavissa kallion rikkonaisuutta.



Kuva 21. Tutkimuspisteen S38 veden sähköjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

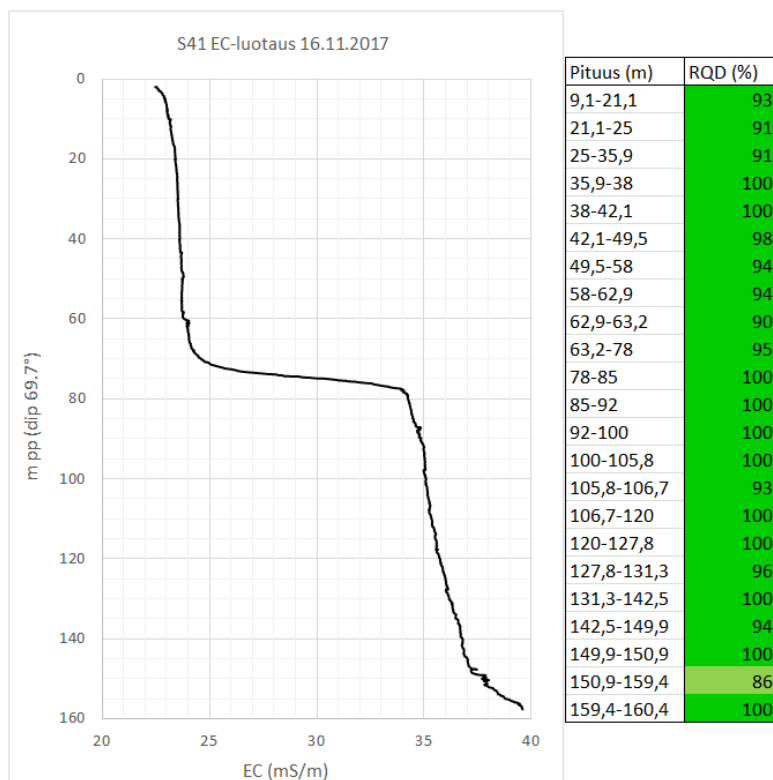
S40: tällä tutkimuspisteellä veden sähköjohtavuus pysyy matalana koko putken pituudelta (Kuva 22). Putken päästä 120 metrin pituudelle asti sähköjohtavuus on melkein koko matkalla noin 17 mS/m. Tässä kohdassa sähköjohtavuudessa havaitaan nouseva piikki, kun sähköjohtavuus kohoaa 61 mS/m:iin. Tutkimuspisteen kalliossa rikkonaisuusvyöhykkeitä on havaittu syvyydellä 59,25 - 62,20 m, RQD-indeksi on 55 %. Myös syvyydellä 96,45 - 97,35 metriä kallio on rikkonaista, jolloin RQD = 11 %. Tämän jälkeen on puolen metrin ehjä kalliovyöhyke, kunnes syvyydeltä 97,85 metriä

alkaa hieman rikkonaisempi 2,3 metrin pituinen kallion kohta, jossa RQD = 57 %. Näissä rikkonaisissa kohdissa kallion kivilajina on plagioklaasiporfyyriitti.



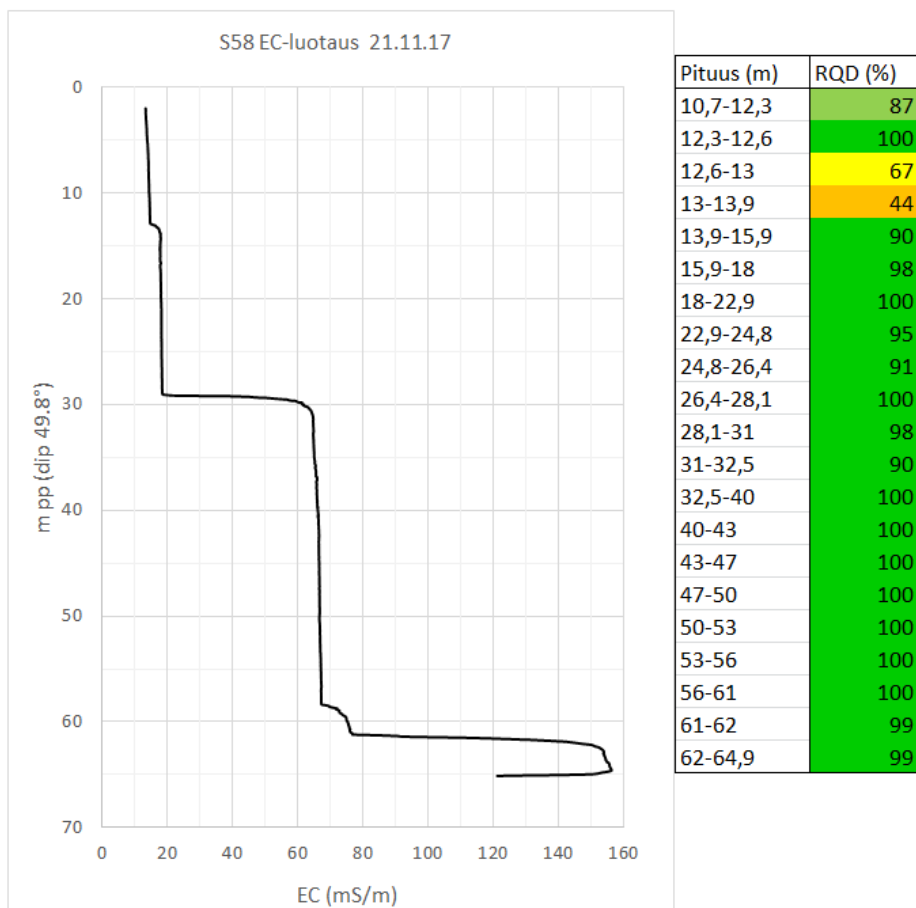
Kuva 22. Tutkimuspisteen S40 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S41: kuten pisteellä S40, myös tämän pisteen veden sähkönjohtavuus pysyy todella matalana koko putken pituuden matkalla (Kuva 23). Maksimissaan sähkönjohtavuus on noin 40 mS/m, 156 metrissä. Kallio on ehjää koko kairareian matkalla, RQD-indeksi vaihtelee 91 – 100 % välillä. Poikkeuksena 8,55 metrin pituinen kalliovyöhyke (150,85 – 159,40 m), jossa RQD = 86 %. Kivilajina tässä kohdassa on kiilleliuske.



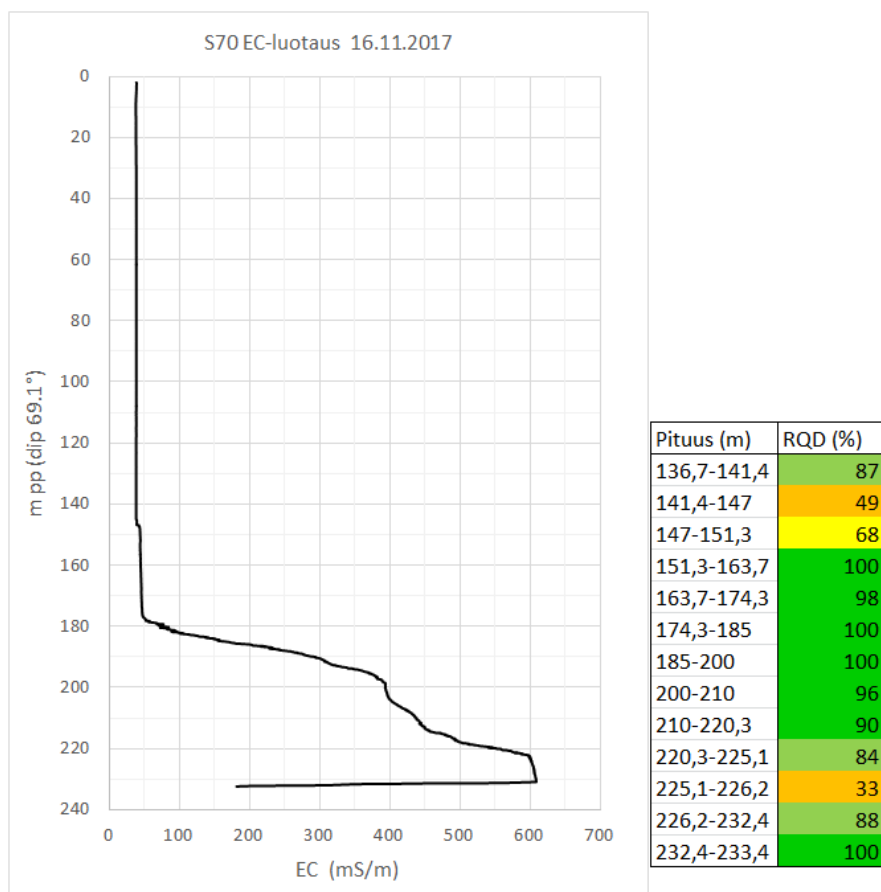
Kuva 23. Tutkimuspisteen S41 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S58: veden sähkönjohtavuus on melko matala koko putken pituudella, maksimissaan 156 mS/m putken pohjalla noin 65 metrissä (Kuva 24). Putkessa 28 metrin pituudelle asti sähkönjohtavuus on pysynyt matalana, noin 18 mS/m. Tällä kohdalla sähkönjohtavuus nousee äkillisesti kahden metrin matkalla hieman, 64 mS/m. Tästä eteenpäin sähkönjohtavuus pysyy melkein muuttumattomana 58 metrin pituudelle asti. Tästä eteenpäin lyhyellä matkalla sähkönjohtavuus nousee maksimiinsa, eli 156 mS/m. Kallio on täysin ehjää 13,90 – 64,90 metrin välillä. Kairareian alkupäässä 12,6 – 13,9 metrin välillä kallio on hieman rikkonaista ja rikkonaista, näissä kohdissa kivilajina on plagioklaasiporfyriitti ja spodumeenipegmatiitti. Kallion rikkonaisuusvyöhykkeen ympärillä ei ole havaittavissa muutoksia sähkönjohtavuudessa.



Kuva 24. Tutkimuspisteen S58 veden sähkönjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

S70: Tämä kairareikä on 230,5 metriä pitkä, ja sen pohjalla sähkönjohtavuus nousee maksimissaan noin 609 mS/m:iin (Kuva 25). Putken alkupäästä aina 178 metrin pituudelle asti sähkönjohtavuus pysyy melko matalana, noin 58 mS/m. Tästä eteenpäin kymmenen metrin matkalla sähkönjohtavuus nousee äkillisesti hieman alle 400 mS/m:iin. Sähkönjohtavuus kasvaa edelleen noin 190 metrin pituudelta 224 metrin pituudelle asti noin 600 mS/m:iin. Putken pohjalla olevan veden sähkönjohtavuus ei enää kasva merkittävästi. Tutkimuspisteen kalliossa on rikkonaisia kohtia pituuksilla 142,2 – 147,0 m sekä 225,1 – 226,2 m. Näissä kohdissa kallion RQD-indeksi on ylemmässä kohdassa 49 % ja alemmassa kohdassa 33 %. Kivilajina ylemmässä rikkonaisuusvyöhykkeessä on intermediäärinen vulkaniitti ja alemmassa kiilleliuske.



Kuva 25. Tutkimuspisteen S70 veden sähköjohtavuuden kuvaaja ja kallion rikkonaisuuden RQD-arvot.

6.3. Louhosveden laadun laskeminen ilman sadeveden vaikutusta

Tässä kappaleessa on esitetty arvio louhoksen vedenlaadusta ilman sadeveden vaikutusta. Louhosveden laatu on laskettu kaavan 4 mukaisesti.

$$\text{Louhosveden laatu} = A * 0,45 + B * 0,45 + C * 0,1 \quad (4)$$

A = < 35 mS/m veden suolaionipitoisuus mg/l

B = 35-400 mS/m veden suolaionipitoisuus mg/l

C = > 400 mS/m veden suolaionipitoisuus mg/l

Kaavassa veden sähköjohtavuudet on jaettu kolmeen ryhmään; alle 35 mS/m, 35 – 400 ms/m ja korkean sähköjohtavuuden vedet eli yli 400 mS/m. Tässä on käytetty samaa jaottelua kuin Pasanen et al. (2018) raportissa. Aineiston puutteellisuuden takia, louhosveden laadun laskemisessa on käytettävissä ainoastaan arvio 10 %

virtaamaosuudesta korkean sähkönjohtavuuden vedelle ($> 400 \text{ mS/m}$). Tämä arvio perustuu Pasanen et al. (2018) raportin tulokseen. Koska muita veden sähkönjohtavuuksien määriä ei ole tutkittu, niiden arvioidaan jakautuvan tasaisesti. Kaavassa on arvioitu olevan 45 % sekä alle 35 mS/m että $35 - 400 \text{ mS/m}$ sähkönjohtavuuksista vettä, ja 10 % yli 400 mS/m vettä.

Arviot louhosveden laadusta on esitetty taulukossa 4. Tässä laskentatavassa louhoksen vedenlaatu vastaa siis kalliopohjaveden laatua, koska sadeveden vaikutusta ei ole otettu huomioon. Eri alkuaineiden pitoisuuksien laskentaa varten tutkimuspisteiden vesinäytteet jaoteltiin kolmeen eri ryhmään sähkönjohtavuuksien perusteella. Kaavassa alkuaineiden keskiarvopitoisuudet kerrottiin veden prosentuaalisella määrällä, ja eri sähkönjohtavuusryhmien tulokset laskettiin yhteen.

Taulukko 4. Arviot louhosveden laadusta ilman sadeveden vaikutusta.

Cl mg/l	Na mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Mg mg/l	Br mg/l	I mg/l
381	111,3	107,6	1	14,2	1,6	0,1

7. TULOSTEN TARKASTELU

7.1. Suolaionien pitoisuudet

Kappaleessa 6 esitettiin vesinäytteiden kemiallisten analyysien tulokset pylväsdiagrammeina. Kaikkien alkuaineiden kohdalla oli havaittavissa samanlainen trendi, jossa tutkimuspisteen yläosan vesinäytteessä oli pienempi pitoisuus tarkasteltavaa alkuainetta verrattuna saman tutkimuspisteen alaosaan otettuun vesinäytteeseen. Pitoisuuserot ylä- ja alaosan vesinäytteiden kohdalla olivat kaikkien tutkimuspisteiden kohdalla selvät. Tästä voidaan päätellä, että tutkittujen kairareikien ylä- ja alaosan vedet ovat koostumukseltaan erilaisia. Kahdesta tutkimuspisteestä (S72 ja S45) oli otettu vain yksi vesinäyte, joten näiden kohdalla edellä mainittua vertailua ei voitu tehdä. Nämä näytepisteet valittiin edustamaan alueen taustapitoisuutta niiden veden tasaisen sähkönjohtavuuden takia.

Marraskuun 2017 ja kesäkuun 2018 näytteenottojen välillä joitakin kairareikiä oli kairattu syvemmiksi. Esimerkiksi pistettä S38 oli kairattu näytteenottojen välissä, joten saman tutkimuspisteen erilaiset analyysitulokset eri näytteenottoajankohtina selittyvät lisäkairauksilla.

Vesinäytteiden klooripitoisuudet vaihtelivat arvojen 2,8 mg/l ja 2600 mg/l välillä. Lampénin (1992) mukaan makean veden klooripitoisuus on yleensä alle 60 mg/l, ja vastaava arvo suolaiselle vedelle on yli 120 mg/l. Näiden arvojen perusteella kaikkien tutkimuspisteiden alaosaan otettujen vesinäytteiden klooripitoisuudet ylittävät suolaisen veden raja-arvon.

Korkka-Niemi & Salosen (1996) mukaan yleisesti Suomen makeissa pohjavesissä natriumpitoisuus on 1-5 mg/l, ja suolaisissa pohjavesissä vastaava pitoisuus on 50-100 mg/l. Pienimmät natriumpitoisuudet olivat alle 32 mg/l, ja suurimmat olivat yli 440 mg/l. Vesinäytteiden natriumpitoisuuksissa ei ollut selvästi havaittavissa, että kaikkien yläosan näytteiden pitoisuudet olisivat vastanneet makeiden pohjavesien natriumpitoisuuksia. Osassa yläosan näytteissä pitoisuudet olivat huomattavasti yli 50 mg/l. Kesäkuun näytteenotossa kaikkien tutkimuspisteiden pitoisuudet olivat yli 50 mg/l, lukuun ottamatta pisteitä S26 ylä, S72 ja S45.

Tutkittujen vesinäytteiden kalsiumpitoisuudet olivat 6,86 ja 729 mg/l välillä. Kairareikien yläosien näytteiden voidaan olettaa olevan makeaa pohjavettä, ja näissä näytteissä kalsiumpitoisuudet vaihtelevat 12,4 mg/l ja 198 mg/l välillä. Lahermon et al. (1990) tutkimuksen mukaan pohjavesien kalsiumpitoisuudet vaihtelevat eri tutkimuskohteilla 12,4 mg/l ja 27 mg/l välillä. Molemmissa tutkimuksissa pienin kalsiumpitoisuus on saman suuruinen, mutta Syväjärven kohteen suurin kalsiumpitoisuus on todella paljon korkeampi. Näiden lukujen perusteella voidaan olettaa, että Lahermon et al. (1990) tutkimuksessa pohjavesinäytteet ovat makean veden näytteitä, ja Syväjärven näytteet suolaisempia vesiä.

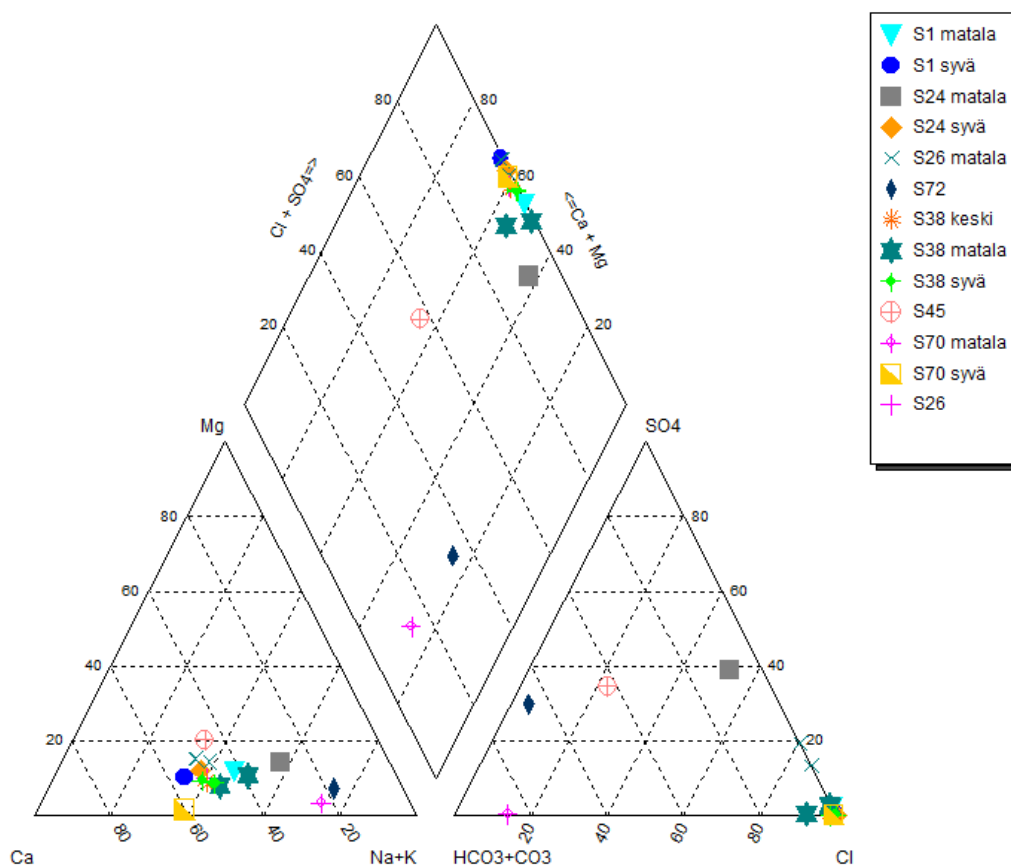
7.2. Vesinäytteiden geokemia

Vesinäytteiden geokemian tulokset on koottu yhteen, ja ne ovat esitetty kuvan 26 piper-diagrammissa. Aineistona on käytetty vesikemian tuloksia, jotka on esitetty taulukossa 2. Näiden tulosten lisäksi diagrammissa käytettiin vesien alkaliteettia ja sulfaattipitoisuuksia. Diagrammissa on eritelty erikseen saman kairareiän matalalta ja syvältä otettujen vesinäytteiden tulokset. Poikkeuksena tässäkin ovat pisteet S72 ja S45, joista vesinäyte oli otettu vain yhdeltä syvyydeltä. Pisteiden tietoihin ei ole merkitty näytteenottoajankohtaa, eikä pisteen S38 marraskuun 2017 ja kesäkuun 2018 eri näytteenottoaikojen tuloksia ole eritelty, vaan ne on esitetty yhdistettyinä (toisin kuin taulukon 2 tuloksissa).

Diagrammin tulosten perusteella nähdään, että mikään kairareiän yläosasta otetuista matalista vesinäytteistä ei ole magnesium- ja sulfaattivaltainen. Suurin osa kairareikien yläosista otetuista näytteistä, eli matalista näytteistä, on Na-Ca-Cl- ja Ca-Na-Cl-tyypin vesiä. Pisteiden S24 matalat vesinäytteet olivat Na-Ca-Mg-tyypin vesiä, myös yksi pisteen S38 matalista näytteistä on Na-Ca-Mg-tyypin vesi. Myös pisteen S70 matalan vesinäytteen tyyppi eroaa valtaosasta, kun se on määritetty Na-HCO₃-tyypin vedeksi. Näytteenottoaika- ja syvyyksien perusteella myös pisteiden S45 ja S72 näytteet on otettu melko matalalta (taulukko 2) verrattuna muihin pisteisiin. Kairareikien matalan syvyyden takia näistä pisteistä oli vain yhdeltä korkeudelta vesinäytteet, ja pisteen S45 vesi on Ca-HCO₃-tyypin vettä ja pisteen S72 Na-HCO₃-SO₄-tyypin vettä.

Kairareikien alaosaan otettujen näytteiden eli syvien näytteiden vedet on jakaantunut seuraavasti: Ca-Cl (S1, S26, S38 keski, S70), Ca-Na-Cl (S24, S38), Ca-Na (S38). Syvien vesinäytteiden murtovedessä on pääioneina kloridi (Cl⁻), kalsium (Ca⁺) ja

natrium (Na^+). Näissä syvissä vesinäytteissä ei ollut yhtään magnesium- tai sulfaattivaltaista näytettä.



Kuva 26. Vesinäytteiden geokemia ja vesityypit Syväjärven tutkimuspisteillä.

Tulosten perusteella Syväjärven alueen pohjavedessä on runsaasti kloridi-, natrium- ja kalsiumioneja. Diagrammin perusteella huomataan, että kaikkien vesinäytteiden sulfaattipitoisuudet (SO_4) ovat melko alhaisia. Laboratoriotulosten perusteella näytteiden sulfaattipitoisuudet olivat 0,2 mg/l ja 7,8 mg/l välillä. Myös magnesiumipitoisuudet ovat alhaiset kaikissa näytteissä.

7.3. Tilastollinen tulkinta

Suolaionien pitoisuuksien vaihtelu sähkönjohtavuuden suhteen esitettiin Kuvassa 11. Vesinäytteiden klooripitoisuudet on merkitty kuvaan vihreillä kolmioilla. Kloori-ionien

pitoisuuksien ja sähkönjohtavuuden välinen korrelaatiokerroin on 0,914, mikä kuvaa näiden muuttujien välistä positiivista riippuvuutta, joka on lähellä täydellistä riippuvuutta. Positiivisen korrelaation voi myös huomata kuvasta 11, jossa klooripitoisuuden voidaan huomata kasvavan, kun sähkönjohtavuus nousee. Jos näiden tulospisteiden väliin piirrettäisiin suora, huomattaisiin, että muutamia poikkeama pisteitä erottuu tuloksista. Näissä pisteissä klooripitoisuus on matalampi suhteessa sähkönjohtavuuteen, kuin muilla pisteillä. Esimerkkinä tällaisesta pisteestä on tutkimusnäyte S24 ala (marraskuu), jossa klooripitoisuus oli 1600 mg/l ja sähkönjohtavuus 700 mS/m. Muissa näytteissä, jotka ovat paremmin linjassa muiden tulosten kanssa, klooripitoisuudet ovat noin 1900 mg/l ja sähkönjohtavuudet ovat hieman alle tai yli 600 mS/m.

Kloori oli ainut alkuaine, jonka tuloksista huomasi selkeän nousevan linjan kuvaajassa (Kuva 11). Tähän vaikutti se, että muiden ionien pitoisuudet eivät nousseet niin korkeiksi sähkönjohtavuuden kasvaessa. Kuvaajassa esitettyjen natrium- ja kalsiumpitoisuuksien arvot eivät nousseet yli 1000 mg/l, kun taas klooripitoisuudet nousivat yli 2000 mg/l. Kuvaajasta nähdään, että natriumin ja kalsiumin pitoisuudet nousevat, kun sähkönjohtavuus kasvaa. Pitoisuuserot ovat melko pieniä molempien alkuaineiden kohdalla. Korkean sähkönjohtavuuden näytteissä pitoisuudet pysyvät 500 mg/l molemmiin puolin, eikä suurta vaihtelua ole havaittavissa.

Sekä natriumionien että kalsiumionien välinen riippuvuus sähkönjohtavuuteen oli positiivinen. Korrelaatiokertoimet olivat natriumioneille ja sähkönjohtavuudelle noin 0,899, ja kalsiumioneille ja sähkönjohtavuudelle 0,892. Molemmille muuttujapareilla oli melkein sama korrelaatiokerroin, ja sen voi huomata myös kuvaajasta (Kuva 11) pisteiden lähekkäin sijoittumisesta. Minkään alkuaineen kohdalla ei siis havaittu negatiivista korrelaatiota, tai tilannetta, jossa korrelaatiota ei olisi ollenkaan. Korrelaatio olisi ollut selvästi pienempi, jos esimerkiksi suuria sähkönjohtavuuksia ei olisi vastannut suuremmat pitoisuudet kuin pienissä sähkönjohtavuuksissa.

7.4. Tulosten vertailu muihin Suomessa esiintyviin syvän pohjaveden kohteisiin

Taulukossa 5 vertaillaan Syväjärven pohjavesinäytteiden sähkönjohtavuuksien tuloksia yleisesti muualla Suomessa mitattujen vesinäytteiden tuloksiin. Suurimmaksi osaksi ne perustuvat Blomqvist et al. (1986) raporttiin, mutta kaksi näytepistettä on otettu myös

vertailuksi Kietäväisen (2017) tutkimuksesta. Syväjärven tutkimusalue sijaitsee Suomen länsiosassa, ja muut vertailussa olevat kohteet sijaitsevat ympäri Suomea, lukuun ottamatta maan pohjoisimpia alueita.

Taulukko 5. Eri puolilta Suomea otettujen vesinäytteiden sähkönjohtavuudet eri näytteenottosyvyyksiltä.

Näytteenottopaikka	Näytteenottosyvyys (m)	Veden sähkönjohtavuus (mS/m)
Pyhäsalmi	660	140
Kolari	545	235
Sodankylä	385	270
Vammala	152	356
Espoo	253	435
Elimäki	400	490
Vihanti	763	570
Ranua	596	105
Outokumpu 1	500	1920
Outokumpu 38	2260	5020
Syväjärvi S8	73	730
Syväjärvi S24	141	713
Syväjärvi S26	133	794
Syväjärvi S29	171	815
Syväjärvi S38	163	530
Syväjärvi S70	215	608

Taulukosta nähdään, että vesien sähkönjohtavuudet vaihtelevat runsaasti eri näytteenottopaikoilla. Näytteenottosyvyys ei suoraan luokittele vesinäytettä matalan vai korkean sähkönjohtavuuden vedeksi, koska vesien sähkönjohtavuuteen vaikuttaa näytteenottopaikan sijainti. Esimerkiksi Sodankylän vesinäytteen sähkönjohtavuudeksi on mitattu 385 metrin syvyydellä 270 mS/m, ja Syväjärven S70 tutkimuspisteellä 215 metrin syvyydellä veden sähkönjohtavuus oli 608 mS/m.

Kuitenkin suurissa syvyyksissä on todennäköisempää, että vesien sähkönjohtavuudet nousevat korkeammiksi, kuin matalissa syvyyksissä. Tästä esimerkkinä ovat Outokummusta mitattujen vesinäytteiden tulokset. Outokummun 1 näyte on otettu 500 metrin syvyydeltä, ja siinä veden sähkönjohtavuudeksi mitattiin 1920 mS/m. Toinen

Outokummun näyte (nro 38) on otettu 2260 metrin syvyydeltä, ja sähkönjohtavuudeksi mitattiin 5020 mS/m. Nämä tutkimusnäytteet edustavat todella korkean sähkönjohtavuuden vesiä, ja eroavat muista taulukossa 5 esitetyistä näytteistä. Outokummun 38 näyte oli taulukon näytteistä kaikista syvin, ja sillä oli myös korkein sähkönjohtavuus. Muista tutkimuspisteistä ei ollut syvempien vesinäytteiden tuloksia, joten mahdollisesti myös muiden näytepisteiden sähkönjohtavuudet olisivat voineet olla korkeampia.

Sijaintinsa puolesta Syväjärven kaivosalueen suolaisemmat pohjavedet voisivat hyvinkin olla peräisin Litorinamerestä. Hyyppä (1984) on tutkimuksessaan mitannut Litorinameri-alueelta porakaivojen pohjavesinäytteistä eri alkuaineiden pitoisuuksia. Esimerkiksi kallioalueilla pitoisuuksien keskiarvopitoisuudet olivat seuraavat: 110 mg/l (Cl), 46 mg/l (SO₄), 55 mg/l (Ca), 100 mg/l (Na) ja 190 mg/l (HCO₃). Myös Syväjärven näytteissä edellä mainittujen ionien pitoisuudet olivat koholla, pois lukien sulfaatti.

Pitkäsen et al. (1999) mukaan muinaisissa merivesissä sulfaattipitoisuudet ovat yleensä koholla. Jos alueen kallioperässä ei ole havaittu sulfaattirikkaita mineraaleja, joista sulfaatti olisi voinut liueta pohjaveteen, mutta vedessä on kuitenkin korkea sulfaattipitoisuus muiden ionien lisäksi, voidaan sen olettaa olevan muinaista merivettä. Syväjärven kaivosalueella ei ole runsaasti sulfaattirikkaita mineraaleja. Alhaisen sulfaattipitoisuuden takia Syväjärven alueen veden alkuperä ei viittaisi Litorinameri aikaiseen veteen. Pitkänen et al. (1996) ovat tutkimuksessaan esittäneet, että sulfaattirikkaiden murtovesien läheisyydessä esiintyvien Na-Cl-tyypin murtovesien alkuperä voisi olla ennen Litorinameri-vaihetta olevaa vettä, johon on sekoittunut makeaa vettä jäätikön sulamisen yhteydessä.

7.5. Johtopäätökset korkean sähkönjohtavuuden veden ja kallion rikkonaisuuden yhteydestä

Kuten taulukosta 3 nähdään, vain yhdessä tutkimuspisteessä (S8) veden sähkönjohtavuuden nousukohta sijoittuu samalle pituudelle kallion rikkonaisuusvyöhykkeen kanssa. Pisteessä S8 ensimmäisen isomman sähkönjohtavuuden muutoksen pituudella kallio on rikkonaista (RQD = 10 %) kiilleliusketta. Tässä kohdassa sähkönjohtavuus nousee nopeasti lähes 200 mS/m, ja jatkaa nousuaan portaittaisesti niin, että pohjalla veden sähkönjohtavuus on noin 730

mS/m. Kairareiän alaosissa kallio on täysin ehjää. Näiden tietojen pohjalta suolaisempi vesi voisi virrata kairareikään tutkimuspisteen yläosassa olevasta rikkonaisesta kallion kohdasta.

Toinen tutkimuspiste, jossa korkean sähkönjohtavuuden vedet voisivat virrata kairareikään rikkonaisesta kalliosta, on piste S70. Tämä tulos ei selviä taulukon 3 tietojen perusteella, koska siihen on merkitty vain kairareiän yläpäästä katsottuna ensimmäisen nopean sähkönjohtavuuden nousukohdan tiedot. Pisteessä S70 rikkonainen kallio on lähellä kairareiän pohjaa. Rikkonainen kallio alkaa pituudelta 225,1 m ja jatkuu 1,1 metriä. Putken pohjalla sähkönjohtavuus on maksimilukemassaan, eli noin 609 mS/m. 178 metrin pituudella veden sähkönjohtavuus alkaa nousta, mutta tässä kohdassa ja sen lähellä kallio on täysin ehjää, joten korkean sähkönjohtavuuden vesi ei voi virrata kairareikään tältä kohdalta. Korkean sähkönjohtavuuden vesi voisi virrata kairareikään kallion alaosan rikkonaisuusvyöhykkeestä, ja kairareiän pohjan lähellä oleva matalan ja korkean sähkönjohtavuuden vedet sekoittuvat tai korkean sähkönjohtavuuden vesi laimentuu. Tämä vesien sekoittuminen/laimentuminen selittäisi sähkönjohtavuuskäyrän muodon kairareiän alimman 40 metrin osalta (Kuva 25).

Tässä työssä tarkasteltiin sitä, miten korkean sähkönjohtavuuden vedet käyttäytyvät kallion rikkonaisuuden kanssa. Lisäksi tulosten perusteella pohdittiin, kuinka realistinen Pasasen et al. (2018) tekemä 10 % arvio korkean sähkönjohtavuuden veden osuudesta kokonaisvirtaamasta louhokseen on. Lerssi ja Pasanen (2018) ovat tulkinneet raportissaan alueen ruhjevyöhykkeet etelään ja pohjoiseen, mutta alueen kaikkien ruhjevyöhykkeiden yhteyttä ei vielä tiedetä, ja tämän takia suolaisempien pohjavesien mahdollista virtausta kallion ruhjevyöhykkeitä pitkin on hankala arvioida tarkasti. Tulosten perusteella vain kahdessa tutkimuspisteessä suolaisempi pohjavesi voisi virrata kairareikään kallion ruhjevyöhykkeestä. Jos tulosten tarkastelussa olisi havaittu vastaava yhteys monissa tutkimuspisteissä, suolaisempien pohjavesien yhteyden todennäköisyys ruhjevyöhykkeisiin on suurempi. Tämän perusteella suolaisempien pohjavesien 10 % osuus kokonaisvirtaamasta louhokseen on luultavasti yliarvio, koska korkean sähkönjohtavuuden vedellä ei ole selkeitä ruhjevyöhykkeitä, joita pitkin vesi virtaisi.

7.6. Arvio louhosveden laadusta

Koska Syväjärven alueella on hyvin todennäköistä, että havaittu korkean sähkönjohtavuuden vesi purkautuu tulevaan avolouhokseen, on louhosveden laadusta tehty arvio. Tämä arvio esitettiin kappaleessa 6.3., ja se vastaa kalliopohjaveden pitoisuuksia. Laskuissa ei ole huomioitu sadeveden vaikutusta, joten todellisuudessa tuloksissa esitetyt pitoisuudet ovat yliarvioita, koska sadevesi laimentaa louhosveden pitoisuuksia. Taulukossa 6 on esitetty louhosveden laadun arvion lisäksi Syväjärvestä otetun pintavesinäytteen tulokset. Näyte otettiin kesäkuussa 2018 noin 1,5 metrin syvyydeltä Syväjärven rannalta. Tuleva avolouhos sijoittuu Syväjärven päälle, joten Syväjärven vesinäytteen tuloksia voidaan tulevaisuudessa käyttää alueen pintavesien vertailukohtana esimerkiksi perustilaselvitystä tehtäessä.

Taulukko 6. Arvio louhosveden laadusta ja Syväjärven vedenlaatu.

	Cl mg/l	Na mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Mg mg/l	Br mg/l	I mg/l
Arvioitu louhosveden laatu	381	111,3	107,6	1	14,2	1,6	0,1
Syväjärvi	1,9	2,28	2,45	0,015	0,86	<0.1	0,0083

Arvioidun louhosveden kloori-, natrium- ja kalsiumpitoisuudet ovat tyypillisiä pitoisuuksia suolaisemmissa pohjavesissä. Myös magnesiumpitoisuus on hieman koholla verrattuna Suomessa tutkittujen makeiden pohjavesien pitoisuuksiin, jotka normaalisti ovat korkeimmillaan 10 mg/l (Lahermo et al. 1990). Kun Syväjärvi kuivataan, niin sen paikalle tulevan avolouhoksen vedet tulevat luultavasti olemaan pitoisuuksiltaan paljon korkeampia, kuin nykyisen Syväjärven vedet, vaikka sadeveden laimentava vaikutusta otettaisiin huomioon. Tulevan louhoksen kuivatusvesien laatua tulee tämän takia tarkkailla, ja vedet tulee mahdollisesti käsitellä ennen ympäristöön päästämistä.

8. YHTEENVETO JA JOHTOPÄÄTÖKSET

Osa Syväjärven alueen tutkituista pohjavesistä on korkean sähkönjohtavuuden vesiä. Koska tutkimusalue sijaitsee Suomen länsirannikon tuntumassa, suolaisempien murtovesien alkuperä voisi olla ennen tai jälkeen Litorinameri-vaihetta. Korkean sähkönjohtavuuden lisäksi kemiallisten analyysien perusteella osissa pohjavesiä on korkeita ionipitoisuuksia, jotka vastaavat murtovesien koostumusta. Tutkittujen vesien sähkönjohtavuus oli suurimmillaan 800 mS/m, kun tutkimus tehtiin mitta-anturilla suoraan kairareiästä. Suurella todennäköisyydellä Syväjärven vesien sähkönjohtavuudet ja ionien pitoisuudet kasvaisivat syvemmälle mentäessä, jos kairareikien pituutta jatkettaisiin. Suomesta on monilta kohteilta löydetty vielä korkeamman sähkönjohtavuuden vesiä (esim. 5840 mS/m Ylistaro, 5020 mS/m Outokumpu), mutta näissä kohteissa tutkimussyvyudet ovat olleet paljon suurempia verrattuna Syväjärven tutkimuspisteisiin.

Syväjärven vesinäytteiden kloridi-, kalsium- ja natriumpitoisuudet olivat korkeammat, kuin makealle vedelle tyypilliset pitoisuudet. Kuitenkin vesinäytteiden sulfaattipitoisuudet olivat melko alhaisia, jos vesien ajatellaan olevan peräisin muinaisesta Litorinamerestä. Tämän perusteella Syväjärven suolaisempi pohjavesi voisi todennäköisesti olla vanhempaa kuin Litorinameri-vaiheen vesi. Pitkäsen et al. (1996) tutkimuksen mukaan tällaiset alhaisen sulfaattipitoisuuden Na-Cl-tyypin murtovedet voisivat olla alkuperältään ennen Litorinameri-vaihetta olevaa vettä, johon on sekoittunut makeaa jäätikön sulamisvettä.

Suolaisemman pohjaveden virtauksen tarkastelussa todettiin, että monissa tutkimuspisteissä korkean sähkönjohtavuuden vedet sijoittuvat sellaiselle syvyydelle, jossa kallio on täysin ehjää. Vain tutkimuspisteissä S8 ja S70 suolaisempi pohjavesi voisi virrata kairareikään rikkonaisesta kallion kohdasta. Koska alueella ei ole tehty esimerkiksi kattavia geofysiikan tutkimuksia, kallion ruhjevyöhykkeiden tarkkaa sijaintia ja yhteyttä toisiinsa ei tiedetä (Lerssi & Pasanen 2018). Suolaisemman pohjaveden osuus kokonaisvirtaamasta oli arvioitu olevan 10 %, joka on luultavasti yliarvio. Tässä työssä esitettyjen tarkastelujen pohjalta 10 % osuus voi luultavasti olla todellista osuutta suurempi, koska korkean sähkönjohtavuuden vesien virtausta kallion rikkonaisuusvyöhykkeitä pitkin ei havaittu laaja-alaisesti tulosten tarkastelussa.

Tulevan avolouhoksen vedenlaatua arvioitaessa huomattiin, että alkuainepitoisuudet ovat paljon korkeammat kuin nykyisin suunnitellun louhoksen kohdalla olevan Syväjärven vesinäytteiden vastaavat pitoisuudet. Esimerkiksi veden klooripitoisuus kasvaisi arvosta 1,9 mg/l arvoon 381 mg/l, ja natriumpitoisuus arvosta 2,28 mg/l arvoon 111,3 mg/l. Arviossa ei ole kuitenkaan huomioitu sadeveden laimentavaa vaikutusta, joten todellisuudessa ne ovat yliarvioita. Suolaionien pitoisuudet tulevat kuitenkin todennäköisesti olemaan korkeammalla, kuin makean veden vastaavat pitoisuudet.

Syväjärven kaivosalueen kaivostoiminnan alkaessa, ympäristöön kohdistuvissa vaikutuksissa tulee ottaa huomioon suolaisemmat pohjavedet. Alueen korkean sähkönjohtavuuden vedet virtaavat ainakin jossakin määrin tulevaan avolouhokseen, josta ne voivat päätyä ympäristöön kuivatusvesinä. Ennen ympäristöön päästämistä, näiden kuivatusvesien sähkönjohtavuutta ja kemiallista koostumusta tulee tarkkailla, ja vedet täytyy mahdollisesti käsitellä, jos suolaionipitoisuudet ovat korkeita, ja voivat vaikuttaa ympäristön tilaa heikentävästi.

9. KIITOKSET

Tämän työn aiheen on tarjonnut Geologian tutkimuskeskus, ja haluankin kiittää mielenkiintoisesta ja haastavasta tutkimusaiheesta. Erityiskiitokset kuuluvat työni ohjaajille Antti Pasaselle ja Kaisa Turuselle. Pitkän projektin aikana olen saanut heiltä laadukasta ohjausta ja tärkeitä neuvoja. Lisäksi kiitokset ansaitsee Arto Pullinen kenttätyöskentelyjaksojen opastuksesta. Kiitos myös Keliber Oy:lle mahdollisuudesta tehdä tutkimuksia heidän kaivosalueellaan ja käyttää heidän aineistojaan tässä työssä.

Lisäksi haluan kiittää opiskelukaveriani Hanna Koskista vertaistuesta erityisesti gradun kirjoittamisen aikana.

Lopuksi suurimmat kiitokset avopuolisolleni Mikael Hirvelälle saamastani tuesta ja kannustuksesta koko opiskelujeni aikana.

10. VIITELUETTELO

Ahtola, T., Kuusela, J., Koistinen, E., Seppänen, H., Hatakka, T. & Lohva, J. 2010. Report of investigations on the Syväjärvi lithium pegmatite deposit in Kaustinen, Western Finland. Mineral deposit report, M19. Geologian tutkimuskeskus, 50 s.

Alviola, R., Mänttari, I., Mäkitie, H. ja Vaasjoki, M. 2001. Svecofennian rare-element granitic pegmatites of the Ostrobothnia region, Western Finland; their metamorphic environment and time of intrusion. Geological Survey of Finland, Special paper 30, s. 9-29.

Bear, J., 1979: Hydraulics of Groundwater, McGraw-Hill Inc., New York, 569 s.

Blomqvist, R. 1999. Hydrogeochemistry of deep groundwaters in the central part of the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland, Report YST-101, 41 s.

Blomqvist, R., Hakkarainen, V., Halonen, S., Lahermo, P. ja Lakomaa, T. 1990. Kalliopohjavesien geokemia: Tutkimustulokset syvistä kairareijistä vuosina 1987 – 1989. Geologian tutkimuskeskus, tiedonanto YST-65. 86 s.

Blomqvist, R., Lahermo, P., Lahtinen, R. & Halonen, S. 1987. Geochemical profiles of deep groundwater in Precambrian bedrock in Finland. Geological survey of Finland, Report YST-58, 30 s.

Blomqvist, R., Lahtinen, R., Lahermo, P., Hakkarainen, V., & Halonen, S. 1986. Kalliopohjavesien geokemia: Tutkimustulokset syvistä kairareijistä vuonna 1986. Geologian tutkimuskeskus, tiedonanto YST-53. 109 s.

Deere, D. M. & Deere, D. W. 1988. The rock quality designation (RQD) index in practice. Rock classification systems for engineering purposes, (ed. L. Kirkaldie), ASTM Special publication 984, Philadelphia, s. 91-101.

Drever, J.I. 1997. The geochemistry of natural waters, surface and groundwater environments. Third edition. University of Wyoming, 436 s.

Eloranta, P., Karjalainen, S. M. & Vuori, K.-M., 2007. Piilevâyhteisöt jokivesien ekologisen tilan luokittelussa ja seurannassa – menetelmäohjeet. Ympäristöopas, Pohjois-Pohjanmaan ympäristökeskus, 61 s.

Fitts C.R. 2012. Groundwater science. Elsevier, USA, 692 s.

Frape, S.K., Bryant, G., Blomqvist, R. & Ruskeenieni, T. 1996. Evidence from stable chlorine isotopes for multiple sources of chloride in groundwaters from crystalline shield environments. IAEA-SM-336/24. s.19-30.

Freeze, R.A. & Cherry, J.A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Inc., 604 s.

Gimeno, M.J. ja Peña, J. 1999. Geochemical modelling of groundwater evolution in the Palmottu natural system. The Palmottu Natural Analogue Project, Technical Report 99-04, 30 s.

Hitchon, B., Billings, G.K. & Klován, J.E. 1971. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-III. Factors controlling chemical composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 35, s. 567-598.

Hyypä, J. 1984. Pohjaveden kemiallinen koostumus Suomen kallioperässä. Geologian tutkimuskeskus, ydinjätteiden sijoitustutkimukset, raportti YJT-84-10. 69 s. 3-35.

Jantunen, T., Muinais-itämeri, teoksessa Jääkaudet, 2004. Toimittanut Koivisto, M. WSOY, Helsinki, 233 s.

Johnson, D. W., Cole, D. W., Gessel, S. P., Singer, M. J. & Minden, R. V. 1977. Carbonic acid leaching in a tropical, temperate, subalpine, and northern forest soil. *Artic and alpine research*, Vol 9 No. 4, s. 329-343.

Kaupila, P., Räisänen, M. L. & Myllyoja, S. 2011. Metallimalmikaivostoiminnan parhaat ympäristökäytännöt. Suomen ympäristökeskus, 29/2011, Helsinki, 219 s.

Kietäväinen, R. 2017. Deep Groundwater Evolution at Outokumpu, Eastern Finland: From Meteoric Water to Saline Gas-Rich Fluid. Espoo: Geological Survey of Finland. 150p.

Klove, B. & Räisänen, M-L. 2014. Katsaus kaivoksiin ja vesistöihin. *Vesitalous*, 5/2014, 5-9 s.

Korkka-Niemi, K. & Salonen, V-P. 1996. Maanalaiset vedet – pohjavesigeologian perusteet. Turun täydennyskoulutuskeskus. s. 26, 79-83

Lahermo, P., Ilmasti, M., Juntunen, R. ja Taka, M. 1990. Suomen geokemian atlas, Osa 1, Suomen pohjavesien hydrogeokemiallinen kartoitus. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 66 s.

Lahermo, P.W. ja Lampén, P.H. 1987. Brackish and saline groundwaters in Finland. In: Saline water and gases in crystalline rocks. Ed.: Fritz, P. and Frape, SK, Geological Association of Canada Special paper, 33, s. 103-109.

Lahermo, P. & Mitrega, J. 1991. The occurrence of shallow brackish and saline groundwaters in the crystalline bedrock of finnish coastal areas. Report of investigation 97, Geological survey of Finland. 34 s.

Lampén, P. 1992. Saline groundwater in crystalline bedrock – a literature survey. Voimayhtiöiden ydinjätetoimikunta, report YJT-92-23, Helsinki. 91 s. 4-8, 23, 69.

Lerssi, J. & Pasanen, A. 2018. Julkaisematon työraportti.

Mansur, C.I., and R.I. Kaufman, 1962: Dewatering, in Foundation Engineering, G.A. Leonards (ed.), McGraw-Hill Inc., New York, 1136 s.

Mondal, N.C., Singh, V.P., Singh, V.S. & Saxena, V.K. 2010. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. Journal of Hydrology 388, s. 100-111.

Mäkelä, J. 2012. Drilled well yield and hydraulic properties in the Precambrian crystalline bedrock of Central Finland. Turun yliopisto, 356 s.

Mälkki, E. 1999. Pohjavesi ja pohjaveden ympäristö. Kustannusosakeyhtiö Tammi, Helsinki, 304 s.

Nurmi, P.A., Kukkonen, I.T. & Lahermo, P.W. 1988. Geochemistry and origin of saline groundwaters in the Fennoscandian Shield. Applied Geochemistry, Vol. 3, s. 185-203

Pasanen, A., Turunen, K. ja Lahtinen, T. 2018. Kalliopohjavesitase ja vedenlaadun arviointi Keliber Oy:n Syväjärven louhoksella – päivitys 2018 sekä kuormituksen arviointi. GTK, 24 s.

Pasanen A. & Pullinen, A., 2017. Bedrock groundwater discharge at Keliber Oy planned Syväjärvi Mine. Geologian tutkimuskeskus. GTK/764/03.02/2016

Pitkänen, P., Luukkonen, A., Ruotsalainen, P., Leino-Forsman, H. & Vuorinen U. 1999. Geochemical modelling of groundwater evolution and residence time at the Olkiluoto site. Posiva Oy, Report POSIVA-98-10, 184 s.

Pitkänen, P., Snellman, M. & Vuorinen U. 1996. On the origin and chemical evolution of groundwater at the Olkiluoto site. Posiva Oy, Report POSIVA-96-04, 51 s.

Snellman, M. 1982. Groundwater chemistry in bedrock. Voimayhtiöiden ydinjätetoimikunta, Report YJT-82-42, 65 s.

Turunen, K. 2018. The origin of the high groundwater electrical conductivity at Keliber Oy Syväjärvi site, November 2017 Survey. GTK, 21 s.

Van Weert, F., Van der Gun, J. and Reckman, J., 2009. Global Overview of Saline Groundwater Occurrence and Genesis, Report no. GP 2009-1, International Groundwater Resources Assessment Centre (IGRAC), Utrecht, Netherlands, 107 s.

Vartia, Y. 1989. Tilastotieteen perusteet. Yliopistopaino, Helsinki, 242 s.

Vieno, T. 2000. Groundwater salinity at Olkiluoto and its effects on a spent fuel repository. VTT Energy, Posiva Oy, 43 s.

Internet-lähteet:

In-situ, Aqua troll 200 data logger. Sivulla vierailtu 29.12.2018.

<https://in-situ.com/products/water-level-monitoring/aqua-troll-200-data-logger/>

Keliber Oy, Keski-Pohjanmaan litiumprovinssin ympäristövaikutusten arviointiselostus. Ramboll, 2017, 322 s.

<https://www.keliber.fi/ymparisto/yva/keski-pohjanmaan-litiumprovinssi/> Sivulla vierailtu 26.3.2018

Neville, C.J. 2017. Analytical solutions for the preliminary estimation of long-term rates of groundwater inflow into excavations: Long excavations and circular excavations. Sivulla vierailtu 4.10.2018.

http://www.sspa.com/sites/default/files/images/stories/software/Analytical%20solutions%20for%20flow%20into%20open%20excavations_1_Report_v02.pdf.

Aquaread 2018. Electrical conductivity of water. Sivulla vierailtu 16.11.2018.

<https://www.aquaread.com/need-help/what-are-you-measuring/ec/>